



A P A T

Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

Servizio Geologico d'Italia

Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 357

CITTADUCALE

A cura di:

D. Cosentino¹ (Coord.), **E. Miccadei**² (Dir.), **R. Barberi**³, **G. Basilici**⁴,
P. Cipollari¹, **M. Parotto**¹ & **T. Piacentini**².

con i contributi di:

G. Barisone¹, **G. Capelli**¹, **D. Esu**⁵, **S. Gaboardi**³, **E. Gliozzi**¹,
M.A. Laurenzi⁶, **A. Lucantoni**⁷, **T. Kotsakis**¹, **G. Naso**⁷, **V. Pasquali**¹,
M. Petitta⁵, **J.S. Pignatti**⁵, **M.R. Pontini**³, **M. Tallini**⁸.

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Chieti-Pescara

³ Collaboratore esterno Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre

⁴ Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Universidade Estadual de Campinas

⁵ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"

⁶ CNR-Istituto di Geoscienze e Georisorse

⁷ Dipartimento della Protezione Civile - u. Servizio Sismico Nazionale

⁸ Dipartimento di Ingegneria delle Strutture, delle Acque e del Terreno, Università dell'Aquila

Ente realizzatore:



Dipartimento di Scienze Geologiche

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia:
L. SERVA.

*Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo -
Servizio Geologico d'Italia:* **F. GALLUZZO.**

Responsabile del Progetto CARG per l'Università Roma Tre: **M. PAROTTO.**

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

F. Capotorti, D. Delogu, C. Muraro, S. Nisio

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Grossi

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Grossi

PER L'UNIVERSITÀ ROMA TRE

Organizzazione per l'allestimento editoriale e cartografico:

D. Cosentino, V. Pasquali

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa da banca dati:
a cura di **SYSTEMCART** - ROMA*

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

M.T. Lettieri - Dipartimento Difesa del Suolo - *Servizio Geologico d'Italia*

M. Loffredo - Dipartimento di Scienze Geologiche - Università Roma Tre

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

Stampa



INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- STUDI PRECEDENTI	« 11
III	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	« 17
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	« 23
V	- STRATIGRAFIA	« 29
1.	- DEPOSITI PRE-OROGENESI.....	« 30
1.1.	- SETTORE OCCIDENTALE.....	« 30
1.1.1.	- <i>Calcare massiccio (MAS)</i>	« 30
1.1.2.	- <i>Corniola (COI)</i>	« 30
1.1.3.	- <i>Corniola detritica (COK)</i>	« 31
1.1.4.	- <i>Marne di Monte Serrone (RSN)</i>	« 31
1.1.5.	- <i>Calcari e marne a Posidonia (POD)</i>	« 32
1.1.6.	- <i>Calcari detritici con Posidonia (DPO)</i>	« 32
1.1.7.	- <i>Calcari diasprigni (CDU)</i>	« 33
1.1.8.	- <i>Maiolica (MAI)</i>	« 33
1.1.9.	- <i>Marne a fucoidi (FUC)</i>	« 33
1.1.10.	- <i>Scaglia bianca (SBI)</i>	« 34
1.1.11.	- <i>Scaglia rossa (SAA)</i>	« 35
1.1.12.	- <i>Scaglia variegata (VAS)</i>	« 35
1.1.13.	- <i>Scaglia cinerea (SCC)</i>	« 36
1.1.14.	- <i>Bisciaro (BIS)</i>	« 36
1.1.15.	- <i>Schlier (SCH)</i>	« 37
1.2.	- SETTORE ORIENTALE.....	« 37
1.2.1.	- <i>Calcari detritici con Posidonia (DPO)</i>	« 37
1.2.2.	- <i>Calcari diasprigni (CDU)</i>	« 37
1.2.3.	- <i>Maiolica (MAI)</i>	« 37
1.2.4.	- <i>Marne a fucoidi (FUC)</i>	« 38
1.2.5.	- <i>Scaglia detritica (SCZ)</i>	« 38
1.2.6.	- <i>Calcari cristallini (CTN)</i>	« 39
1.2.7.	- <i>Scaglia cinerea detritica (CDZ)</i>	« 39
1.2.8.	- <i>Calcareniti a macroforaminiferi (CFR)</i>	« 40
1.2.9.	- <i>Unità spongolitica (SPT)</i>	« 41
1.2.10.	- <i>Calcari a briozoi e litotamni (CBZ)</i>	« 42
1.3.	- AREA DI MONTE CALVO.....	« 43
1.3.1.	- <i>Dolomie di Monte Calvo (DCM)</i>	« 43



1.3.2.	- <i>Calcari diasprigni</i> (CDU).....	« 44
1.3.3.	- <i>Maiolica</i> (MAI)	« 44
1.4.	- AREA DI CITTADUCALE	« 44
1.4.1.	- <i>Calcare massiccio</i> (MAS)	« 44
1.4.2.	- <i>Corniola detritica</i> (COK).....	« 45
1.4.3.	- <i>Marne di Monte Serrone</i> (RSN)	« 45
1.4.4.	- <i>Calcari e marne a Posidonia</i> (POD)	« 45
1.4.5.	- <i>Calcari detritici con Posidonia</i> (DPO).....	« 45
1.4.6.	- <i>Calcari diasprigni</i> (CDU)	« 45
1.4.7.	- <i>Maiolica</i> (MAI)	« 46
1.4.8.	- <i>Scaglia detritica</i> (SCZ).....	« 46
1.4.9.	- <i>Scaglia cinerea detritica</i> (CDZ).....	« 46
1.4.10.	- <i>Calcari a radiolitidi</i> (RDT)	« 46
1.4.11.	- <i>Calcari a briozoi e litotamni</i> (CBZ)	« 46
2.	- DEPOSITI SIN-OROGENESI.....	« 47
2.1.	- UNITÀ ARGILLOSO-MARNOSA (UAM)	« 47
2.2.	- UNITÀ ARENACEO-PELITICA (UAP)	« 47
3.	- DEPOSITI POST-OROGENESI.....	« 48
1.1.	- SUPERSINTEMA DEL BACINO TIBERINO.....	« 52
3.1.1.	- <i>Unità di Fosso Canalicchio</i> (UFC).....	« 52
3.1.2.	- <i>Unità di Cenciara</i> (UGR).....	« 55
3.1.3.	- <i>Unità di Ornaro Basso</i> (UOB).....	« 58
3.1.4.	- <i>Unità di Monteleone Sabino</i> (UMS)	« 62
3.1.5.	- <i>Unità di Montasola</i> (USL).....	« 70
3.1.6.	- <i>Unità di Torre Baccelli</i> (UTB).....	« 71
3.2.	- SUPERSINTEMA DELLA CONCA DI RIETI.....	« 74
3.2.1.	- <i>Sintema di Castel di Tora</i> (UTR).....	« 74
3.2.2.	- <i>Sintema di Poggio Perugino</i> (UTR)	v 75
3.2.3.	- <i>Sintema di Cittaducale</i> (UCT)	« 75
3.2.4.	- <i>Sintema di Casale Giannantoni</i> (GNT)	« 76
3.2.5.	- <i>Sintema di Torrente Ariana</i> (AIN)	« 76
3.3.	- SUPERSINTEMA DEL TORRENTE FARFA	« 79
3.3.1.	- <i>Sintema di Fosso Galantina</i> (UTL)	« 79
3.3.2.	- <i>Sintema di Villa Pepoli</i> (UVP).....	« 80
3.3.3.	- <i>Sintema di Poggio Moiano</i> (UPM).....	« 82
3.3.4.	- <i>Formazione di Le Vallicelle</i> (VLC)	« 83
3.3.5.	- <i>Sintema di Castelnuovo di Farfa</i> (UVC)	« 83
3.3.6.	- <i>Sintema del Fosso di Montenero</i> (UNR).....	« 84
3.4.	- UNITÀ UBIQUITARIE.....	« 86
3.4.1.	- <i>Sintema di Caporio</i> (UCR).....	« 86
3.4.2.	- <i>Travertino</i> (f₁).....	« 87

3.4.3.	- Deposito colluviale ed eluviale (b₂).....	« 87
3.4.4.	- Deposito alluvionale (b)	« 87
3.4.5.	- Deposito di frana (a₁)	« 88
3.4.6.	- Deposito di versante (a).....	« 88
VI	- TETTONICA	« 89
1.	- INTRODUZIONE	« 89
2.	- TETTONICA OROGENICA	« 89
3.	- TETTONICA POST-OROGENICA	« 94
4.	- EVOLUZIONE CINEMATICA.....	« 95
VII	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE	« 99
1.	- RISORSE IDRICHE	« 99
2.	- MATERIALI LAPIDEI.....	« 103
VIII	- SISMICITA', ASSETTO SISMOTETTONICO E PERICOLOSITA' SISMICA	« 105
APPENDICE 1		
INQUADRAMENTO BIOCRONOLOGICO E PALEOAMBIENTALE DEI DEPOSITI PLIO-PLEISTOCENICI		
		« 109
APPENDICE 2		
STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI MIOCENICI		
		« 119
BIBLIOGRAFIA		
		« 132
BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA		
		« 143

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 357-Cittaducale comprende un'area del Lazio settentrionale di completa pertinenza della provincia di Rieti.

Il paesaggio del territorio all'interno del Foglio è prevalentemente di natura collinare e subordinatamente montuosa. Infatti, rientra nel territorio del Foglio una parte della catena dei Monti Sabini occidentali, con la dorsale del Monte Alto-Monte Pizzuto-Monte Tancia, e dei Monti Sabini orientali, con i rilievi di Monte Aquilone e Monte Pozzaglia.

Il reticolo idrografico del settore settentrionale e orientale del Foglio (Fiume Salto, Fiume Turano, Fosso Ariana e Torrente Canera) appartiene al Bacino del Fiume Velino e drena le acque superficiali verso nord. Il reticolo fluviale del settore meridionale del Foglio (Torrente Farfa), invece, drena le acque superficiali verso ovest, portandole a confluire nel vicino Fiume Tevere.

Nell'area del Foglio affiorano prevalentemente successioni stratigrafiche riconducibili al ciclo pre-orogenico del Bacino Sabino, caratterizzato da facies di transizione da un ambiente di piattaforma carbonatica a un bacino pelagico (facies di *slope*). Tuttavia, nell'area di Cittaducale (angolo nord-orientale del Foglio), affiora un piccolo lembo di successione riconducibile ad un'ambientazione di piattaforma carbonatica tardo-mesozoica (Piattaforma Laziale-Abruzzese). Tale collocazione paleogeografica determina la presenza, a più livelli stratigrafici, di notevoli quantità di risedimenti carbonatici, sottoforma di flussi detritici (*grain-flow* e *debris-flow*), a volte prevalenti rispetto alle pelagiti di bacino (area orientale del Foglio).

Tale particolarità nell'assetto stratigrafico dell'area del Foglio 357-Cittaducale ha costretto ad un'articolazione della legenda in settori stratigraficamente

omogenei (vedi capitolo V - STRATIGRAFIA), in cui sono state effettuate distinzioni lito-biostratigrafiche, ponendo maggiore enfasi sulla porzione detritica della successione. Ad eccezione delle unità litostratigrafiche a forte componente detritica, presentate per la prima volta in una cartografia geologica ufficiale, e concordate a livello di Servizio Geologico d'Italia nell'ambito del Comitato d'area per l'Italia centrale, le restanti unità stratigrafiche delle successioni pre-orogeniche sono, in genere, unità litostratigrafiche entrate nell'uso corrente della letteratura geologica e già introdotte nei fogli alla scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia (CARIMATI *et alii*, 1980). La maggior parte delle formazioni appartenenti alle successioni umbro-marchigiana e sabina sono state recentemente formalizzate e compaiono nel *Quaderno 7, fasc. VI, Catalogo delle formazioni geologiche italiane, Unità tradizionali* (APAT-Servizio Geologico Nazionale).

Nell'ambito dei depositi pre-orogenesi, particolare attenzione è stata rivolta alle successioni mioceniche, con campionature di dettaglio per analisi mirate alla definizione cronostratigrafica dei principali limiti litostratigrafici. In particolare, per il *Bisciario*, oltre all'analisi biostratigrafica con nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici, sono state fornite, per la prima volta, alcune datazioni effettuate con il metodo Ar/Ar, su livelli vulcanoclastici intercalati nella successione sedimentaria. Per l'importanza che queste novità stratigrafiche rappresentano per le conoscenze sul Miocene dell'Appennino centrale, in queste note illustrative è stata dedicata un'appendice (vedi APPENDICE 2) agli elementi di novità emersi dall'analisi delle successioni mioceniche del Foglio.

Circa il 50% del Foglio 357-Cittaducale è caratterizzato dall'affioramento delle successioni post-orogenesi, del Plio-Pleistocene, per la maggior parte raggruppate in un sintema costituito da depositi di piana alluvionale e marino- costieri (*Sintema del paleo-Farfa*). I restanti depositi post-orogenesi sono stati raggruppati, principalmente, in due supersintemi caratterizzati da differente drenaggio: il *Supersintema del Torrente Farfa* (con drenaggio verso il Fiume Tevere) e il *Supersintema della Conca di Rieti* (con drenaggio verso la Conca di Rieti).

Dal punto di vista tettonico, l'area compresa nel Foglio 357-Cittaducale rappresenta una porzione del segmento sabino della catena appenninica, ed è caratterizzata da un sistema di sovrascorrimenti, a generale vergenza orientale, che coinvolge nella deformazione, in superficie, unità stratigrafiche via via più giovani man mano che ci si sposta verso i quadranti orientali. Le superfici di sovrascorrimento presenti al margine orientale del Foglio appartengono al fascio di deformazione associato allo sviluppo della Linea Olevano-Antrodoco.

Gli elementi tettonici più recenti presenti nell'area del Foglio sono rappresentati da piani di faglia che dislocano i depositi villafranchiani del *Sintema del paleo-Farfa*. E' da segnalare, inoltre, nel settore nord-occidentale del Foglio, la presenza di un piccolo segmento della *Faglia Sabina* (tra Montasola e Casperia) a cinematica trascorrente e direzione meridiana, che deforma anch'essa i depositi villafranchiani dell'*Unità di Montasola (Sintema del paleo-Farfa)*.

La carta geologica, alla scala 1:50.000, è stata redatta sulla base del rilevamento geologico eseguito negli anni 1998-2002, su basi topografiche, alla scala 1:10.000, della Carta Tecnica Regionale della Regione Lazio. La successiva riduzione alla scala 1:50.000 ha comportato alcune semplificazioni, relative soprattutto alla quantità di dati rappresentati, in cui si è cercato di mantenere, ragionevolmente nei limiti di leggibilità della carta, il dettaglio stratigrafico e strutturale raggiunto in fase di rilevamento.

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

E. Miccadei

Il Foglio in scala 1:50.000 “Cittaducale” ricade nella zona di giunzione tra i Fogli geologici 144 “Palombara Sabina” (1970), 138 “Terni” (1970), 139 “L’Aquila” (1955) e 145 “Avezzano” (1934), della Carta Geologica d’Italia a scala 100.000. Di questi quattro fogli, solo due sono stati corredati da Note Illustrative (Fogli 138 e 144), peraltro riunite in un unico volume (CHIOCCHINI *et alii*, 1975). La letteratura geologica relativa all’area comprende un notevole numero di pubblicazioni distribuite in un arco di tempo di oltre un secolo, con un marcato aumento nel numero degli articoli pubblicati dalla metà degli anni ‘80 sino ai giorni nostri. In questo paragrafo viene presentato un breve *excursus* storico sulle principali tematiche geologiche del Foglio in esame.

Dal punto di vista **fisiografico** e **geomorfologico**, i primi aspetti a suscitare l’interesse di studiosi naturalisti, fin dalla seconda metà dell’800, sono stati sicuramente l’idrografia e i fenomeni carsici. ORSINI (1876) riporta nelle sue descrizioni le sorgenti del F. Farfa. Poco dopo il VERRI (1882) illustra le caratteristiche e le trasformazioni idrografiche dell’area tra Terni e Rieti, e per primo intuisce un antico drenaggio del F. Velino da Rieti verso i settori meridionali. Tali considerazioni sono ampliate nella descrizione della storia naturale del Fiume Velino introducendo importanti osservazioni a carattere fisiografico (VERRI, 1902). Nell’ambito di suoi approfonditi studi sull’area sabina, che spaziano dalla stratigrafia alla paleontologia, alla geomorfologia, TUCCIMEI (1885, 1886) si occupa anche del carsismo; descrive in dettaglio le cavità subcircolari presenti sulla dorsale del Monte Tancia e riconosce la loro origine legata al crollo di cavità sotterranee.

Dopo alcuni decenni, CASTIGLIONI, nel 1934 e nel 1935, si occupa anche della Sabina nei suoi studi sulla morfologia dell'Italia centrale. Altri studi geomorfologici importanti sono quelli di SEGRE (1945) sul carsismo nel Lazio e di MAXIA, sia a carattere generale, nell'ambito di una descrizione geomorfologica del Lazio (1955), che più specifici sull'idrografia (1948); in quest'ultimo lavoro, in particolare, sono descritte le caratteristiche di un arco naturale lungo il Torrente Farfa, "il Ponte Sfondato" (a poca distanza dal vertice sud-occidentale del Foglio), la cui genesi è spiegata con il taglio di un meandro incassato in litologie conglomeratiche; l'arco naturale è in seguito crollato intorno agli anni '60, ma se ne possono ancora riconoscere i resti.

Tra i lavori di geomorfologia regionale vanno citati quelli del DEMANGEOT, in cui l'autore ritiene, tra l'altro, di aver identificato una paleosuperficie villafranchiana estesa dal Tirreno fino all'Adriatico, con quote più elevate nel centro della catena appenninica (DEMANGEOT, 1952a, 1952b). L'autore, in particolare, si interessa dei rilievi collinari situati a sud di Rieti, sostenendo che le sommità delle dorsali comprese tra i fiumi Velino, Salto e Turano possono essere raccordate a formare un'unica superficie a quote comprese tra i 600 e gli 850 m, costituita da sedimenti calabrianici.

Un interessante contributo è stato apportato da GIOVAGNOTTI (1968) con lo studio dei suoli presenti nelle aree intorno a Rieti, sia nella piana sia sui rilievi circostanti; nel suo lavoro l'autore sottolinea come i suoli presenti sui rilievi circostanti la piana siano più evoluti rispetto a quelli della piana stessa.

RAFFY (1979), nell'ambito di un'ampia analisi geomorfologica, mette in evidenza la presenza di faglie dirette lungo i margini della piana ed attribuisce alla Conca di Rieti un'origine tettonica.

In tempi più recenti, diversi studiosi si sono occupati dell'evoluzione della Piana di Rieti, sottolineando il ruolo fondamentale svolto in questo contesto dalla soglia delle Marmore, e della valle del Fiume Velino (LEGGIO & SERVA, 1991; FERRELI *et alii*, 1992; FERRELI *et alii*, 1993; CARRARA *et alii*, 1993, 1995; MARCHETTO *et alii*, 1997).

Dal punto di vista **geologico generale**, sono numerosi i lavori che riguardano la zona del Foglio. Tra i primi, sono da ricordare i lavori del VERRI (1882, 1883, 1905) che trattano della geologia dei bacini di Rieti e Terni, mentre LOTTI (1906, 1926) studia la geologia delle dorsali carbonatiche. Più recenti sono i lavori di BENELLI (1960, 1962a) sulla geologia dell'area di Fara in Sabina e della Sabina in generale, che riguardano le successioni sedimentarie meso-cenozoiche, in particolare quelle paleogeniche, e ne delineano l'assetto tettonico. A carattere generale, ma comunque importante per gli studi paleogeografici dell'area sabina, è il lavoro di ACCORDI *et alii* (1969) che illustra il confronto e la correlazione tra le successioni stratigrafiche del Neogene dell'Appennino laziale e abruzzese. Di notevole interesse è il lavoro di PAROTTO & PRATURLON (1975) che costituisce

una sintesi delle conoscenze acquisite fino ad allora sull'Appennino centrale, con riferimenti in particolare all'area sabina. Un'analisi completa delle caratteristiche geologiche della Sabina è presentata nelle note illustrative dei fogli 138 e 144 (CHIOCCHINI *et alii*, 1975). Successivamente, tra gli anni '70 e '80, numerosi studi hanno riguardato la "Linea Ancona-Anzio" (CANTELLI *et alii*, 1979; CASTELLARIN *et alii*, 1979, 1982) di cui viene definito il significato paleogeografico, come passaggio tra facies meso-cenozoiche di scarpata, a ovest, e di piattaforma, a est. L'area del Foglio è, poi, pienamente compresa nello studio di ACCORDI *et alii* (1988), una sintesi regionale sulla distribuzione delle litofacies nell'area laziale e abruzzese, corredata da una cartografia in scala 1:250.000.

Un'approfondita analisi della successione sabina, del suo assetto strutturale e del suo ruolo nell'ambito di un quadro regionale era in atto, sin dalla fine degli anni 70, da parte della scuola romana ed è proseguita fino agli ultimi anni (CORDA & MARIOTTI, 1986; COSENTINO & PAROTTO, 1988; CIVITELLI *et alii* 1988a, 1988b; COSENTINO, 1988; COSENTINO *et alii*, 1993a; CIPOLLARI *et alii*, 1997).

Dal punto di vista **stratigrafico**, i primi studi che si sono occupati delle successioni **pre-orogenesi** dell'area sabina sono dovuti a TUCCIMEI (1891a), che descrive i terreni secondari, a PRINCIPI (1927, 1933 e 1935), che indaga i terreni terziari, e a RENZ (1932), che analizza in dettaglio la *Scaglia cinerea*. Anche se eseguiti in aree limitrofe rispetto al Foglio, sono di grande importanza gli studi biostratigrafici e paleoambientali di FARINACCI (1959, 1967, 1970), che analizza in dettaglio le facies e le microfacies giurassico-cretaciche, ricostruendo l'evoluzione del Bacino Sabino. Riguarda più strettamente l'area del Foglio il lavoro di BENELLI (1962b), che studia il Paleogene dell'area di Fara in Sabina. Successivamente, studi stratigrafici di dettaglio descrivono la stratigrafia e la sedimentologia delle successioni cenozoiche del Bacino Sabino, con particolare riferimento alle caratteristiche e ai meccanismi degli apporti carbonato-clastici (CARBONI *et alii*, 1984; CORDA & MARIOTTI, 1986; CIVITELLI *et alii*, 1988a, 1988b). Il lavoro di COSENTINO (1988) descrive, insieme all'assetto strutturale, le caratteristiche stratigrafiche della successione meso-cenozoica dei Monti Lucretili, simile, per molti aspetti, alla successione affiorante nel settore occidentale del Foglio 357-Cittaduale. Di grande interesse, per l'ampiezza dell'area trattata, è il lavoro di DAMIANI *et alii* (1992); in esso vengono riunite, in maniera omogenea, successioni stratigrafiche di dettaglio studiate da numerosi autori tra gli anni '60 e gli anni '80, in tutto l'Appennino centrale. Significativo, infine, è il lavoro di SANTANTONIO & GALLUZZO (1996), in cui vengono descritti in dettaglio i rapporti geometrici delle diverse facies sedimentarie giurassiche (bacino e piattaforma carbonatica pelagica), in due aree situate nell'Appennino umbro-marchigiano e nell'area sabina.

Riguardo alle successioni **sin-orogenesi** in letteratura sono presenti un numero limitato di lavori. Vanno citati, in particolare, i lavori riguardanti i minerali pesanti presenti nei depositi torbiditici, studiati al fine di porre dei vincoli sull'area

di provenienza (CIVITELLI *et alii*, 1979, 1992) e lo studio delle facies di BELLOTTI (1992). Di grande interesse sono anche i lavori di CIPOLLARI & COSENTINO (1992) e CIPOLLARI *et alii* (1993) riguardanti la biostratigrafia a nannofossili dei depositi terrigeni lungo la *linea Olevano-AnTRODoco*, che pongono dei vincoli essenziali per la caratterizzazione cinematica e per l'evoluzione neogenica dell'area sabina.

Per quanto riguarda le successioni **post-orogenesi** estesamente affioranti nell'area del Foglio, i lavori sono numerosi e distribuiti in un ampio arco di tempo, dalla seconda metà dell'800 ai giorni nostri. Tra questi, vanno citati i lavori di DE MARCHI (1874), che studia il bacino lignitifero di Roccantica, di TUCCIMEI (1889a, b, 1890, 1891b, 1893, 1895, 1898), che si occupa largamente del Plio-Pleistocene, analizzando e descrivendo le faune sia a vertebrati che a invertebrati. DE ANGELIS D'OSSAT (1924, 1933), oltre allo studio di faune a vertebrati, segnala il ritrovamento di un livello vulcanico a Tor Baccelli (a ovest di Fara in Sabina) e mette in luce la presenza di una "spiaggia pliocenica" ad ovest dei Monti Sabini. PRINCIPI (1922) studia il Plio-Quaternario dell'Umbria. In tempi più recenti, MORELLI (1944) analizza i travertini nell'area di Cerdomare, mentre MAXIA (1949) segnala il ritrovamento di mammiferi nelle miniere di Castel San Pietro.

Le successioni marine e continentali post-orogenesi divengono quindi oggetto di numerosi e approfonditi studi. Alcuni autori analizzano il contenuto fossilifero delle successioni plio-pleistoceniche (Villafranchiano "*auctorum*") e delle successioni ad esse eteropiche affioranti nella Valle del Tevere, fornendo importanti dati per una loro attribuzione stratigrafica (AMBROSETTI *et alii*, 1968, 1987; AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; CONTI & GIROTTI, 1977; ESU & GIROTTI, 1975, 1991; CAVINATO *et alii*, 1990; ESU, 1992; ESU *et alii*, 1992; KOTSAKIS, 1992; GIROTTI & PICCARDI, 1994; CARBONI & DI BELLA, 1996; CARBONI *et alii*, 1992, 1993). GLIOZZI *et alii* (1997) presentano una sintesi di tali studi e uno stato dell'arte, riferito a tutto l'Appennino centrale, della bio-cronologia di mammiferi, molluschi e ostracodi. Altri lavori analizzano in dettaglio le successioni litostratigrafiche affioranti, presentando cartografie geologiche a diverse scale. Per quanto riguarda le successioni plio-pleistoceniche, BERTINI & BOSI (1976), e successivamente BOSI *et alii* (1989) e BOSI & MESSINA (1992), studiano le successioni continentali della media valle del F. Salto, tra Fiamignano e Rocca Ranieri, e le riferiscono ad un probabile Pliocene superiore, inquadrando nel contesto regionale. Nell'area circostante la Conca di Rieti viene condotta un'approfondita serie di studi che analizza le successioni continentali dal punto di vista litostratigrafico, sedimentologico, paleontologico e paleoambientale, arrivando a delineare in maniera circostanziata l'evoluzione della conca (CAVINATO & PAROTTO, 1992; BARBERI & CAVINATO, 1993; CAVINATO, 1993; BARBERI *et alii*, 1995; CAVINATO *et alii*, 1999, 2000). MANCINI *et alii* (2004) presentano, infine, una cartografia della media Valle del Tevere. Più specificamente sulle successioni pleistoceniche e oloceniche della Conca di Rieti e della valle del F. Velino è incentrata un'altra serie di lavori,

alcuni dei quali con importanti datazioni radiometriche su livelli vulcanoclastici e su travertini (BRUNAMONTE *et alii*, 1993a, b; CARRARA *et alii*, 1993, 1995; LORENZONI *et alii*, 1993; MICHETTI *et alii*, 1995; SOLIGO *et alii*, 2002). FERRELI *et alii* (1993), con analisi geomorfologiche e geoarcheologiche, CALDERONI *et alii* (1995), CALDERINI *et alii* (1998), mediante analisi su campioni prelevati in sondaggio, studiano l'evoluzione tardo-pleistocenica e olocenica della Conca di Rieti, mettendo in luce importanti indicazioni di tipo paleogeografico, paleoambientale e cronologico.

Anche i lavori riguardanti la **tettonica** dell'area del Foglio sono numerosi, a testimonianza del complesso e interessante assetto strutturale che la caratterizza. Tra gli autori più lontani nel tempo, rivestono ancora un certo interesse gli scritti, già menzionati, del LOTTI (1906, 1926); questi contengono molti dati ancora validi che già mettono in luce l'importanza dei fenomeni traslativi, da ovest verso est, nelle dorsali carbonatiche della Sabina. Da ricordare nuovamente, per gli aspetti tettonici regionali, è il lavoro di PAROTTO & PRATURLON (1975). Successivamente a questo, sono numerosi gli studi riguardanti le strutture tettoniche comprese nell'area del Foglio. I lavori di COSENTINO (1988), COSENTINO & PAROTTO (1988, 1992), MATTEI *et alii* (1988), MANGANELLI & FARAMONDI (1990), COSENTINO & MONTONE (1991), COSENTINO *et alii* (1993a), STORTI & SALVINI (1996, 2001) descrivono, con diverso dettaglio e su aree differenti, la geometria e la cinematica dei sovrascorrimenti e delle strutture presenti nell'area compresa tra i Monti Sabini e i Monti Reatini.

Sono numerosi i lavori a carattere strutturale riguardanti, in modo specifico, i sovrascorrimenti della “Linea Olevano – Antrodoco” (SALVINI & VITTORI, 1982; DAMIANI, 1985; CAVINATO *et alii*, 1988; CAPOTORTI & MARIOTTI, 1992), che oggi viene distinta, per significato, caratteristiche geometriche ed età della deformazione, dalla “linea Ancona - Anzio” descritta da COLI (1981) e CASTELLARIN *et alii* (1982). Da segnalare gli studi riguardanti la “Faglia Sabina”, una delle principali faglie trascorrenti dell'Appennino centrale, che interessa il settore occidentale del Foglio (ALFONSI *et alii*, 1991a, b; DI FILIPPO *et alii*, 1992; D'AGOSTINO *et alii*, 1997).

Alcuni lavori a carattere generale hanno cercato di ricostruire l'evoluzione tettonico-strutturale di questo settore della catena appenninica, per quanto riguarda la tettonica compressiva, le rotazioni e le fasi distensive più recenti (DI FILIPPO & TORO, 1982; BROZZETTI *et alii*, 1992; CORRADO *et alii*, 1992, 1997; COSENTINO *et alii*, 1992; CAVINATO *et alii*, 1993, 1994; CALAMITA & PIERANTONI, 1996).

Diversi autori, infine, hanno studiato la sismicità e le faglie distensive presenti nell'area, concentrandosi sugli aspetti neotettonici. Tra i primi lavori citiamo quello di BRUCCHIETTI (1898), sul terremoto di Rieti del giugno 1898. Più recentemente, MARIOTTI & CAPOTORTI (1988) studiano alcune particolari strutture lungo la linea “Staffoli-Fiamignano”, riferendole all'attività tettonica distensiva

lungo questo importante sistema di faglie, che prosegue, a nord, con la faglia bordiera del Bacino di Rieti. I lavori di CAVINATO *et alii* (1989) e di CAVINATO (1993) riguardano in generale il Bacino di Rieti, di cui descrivono, in particolare, la geometria e l'assetto tettonico. I lavori di BRUNAMONTE *et alii* (1992) e di MICCHETTI *et alii* (1995) riguardano le evidenze paleosismologiche presenti nell'area reatina, in particolare lungo le faglie bordiere del Bacino di Rieti e della valle del Fiume Velino. CICCOLELLA *et alii* (1995) mediante prospezioni gravimetriche danno una ricostruzione geometrica profonda della Piana di Rieti, correlandola con la tettonica recente ed ipotizzando alcune faglie sepolte. Per quanto riguarda la definizione temporale dell'attività tettonica lungo questo sistema di faglie, sono risultati importanti gli studi riguardanti la lava di Cupaello (FOLGHERAITER, 1902; SABATINI, 1903, 1906; RODOLICO, 1937; GRAGNANI, 1972, VILLA *et alii*, 1991).

Dal punto di vista **geologico applicato**, per quanto riguarda le ricerche **idrogeologiche** bisogna ricordare i lavori di MANFREDINI (1972) e di BONI *et alii* (1988; 1995). Fra questi, MANFREDINI (1972) è stato il primo a cercare di definire le caratteristiche geometriche tridimensionali della conca reatina, al fine di determinarne le potenzialità di sfruttamento delle risorse idriche. L'autore sostiene che l'assetto della conca, legato alla presenza di grandi strutture plicative nel substrato carbonatico meso-cenozoico, in culminazione e depressione assiale, avrebbero favorito, in alcune zone, la presenza di potenti accumuli di sedimenti clastici, soprattutto in corrispondenza della sinclinale Rieti-Rosciano; questi sarebbero potenzialmente sede di falde acquifere importanti. Successivamente, BONI *et alii* (1988) inquadrano l'area sabina in uno schema idrogeologico regionale esteso a tutta l'Italia centrale, che individua i principali acquiferi e le linee generali della circolazione idrica sotterranea; BONI *et alii* (1995) studiano, in dettaglio, le caratteristiche idrogeologiche dell'alta e media valle del Fiume Velino, presso Cittaducale, nel settore nord-occidentale del Foglio, caratterizzate dalla presenza di sorgenti ad elevata salinità (Terme di Cotilia) e dalle imponenti Sorgenti del Peschiera, tra le maggiori dell'Appennino centrale. L'analisi dell'idrogeologia dell'area è stata di base per lo studio dei *sinkhole*, piccole depressioni di forma circolare dovute a sprofondamento, che caratterizzano la Piana di San Vittorino (FACCENNA *et alii*, 1993; NOLASCO, 1998; CIOTOLI *et alii*, 2001).

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

E. Miccadei & T. Piacentini

Il Foglio 357-Cittaducale è situato al margine occidentale della dorsale appenninica, nel suo settore centrale. Il margine ovest dell'area del Foglio corre lungo il bordo occidentale delle dorsali dei Monti Sabini e dei Monti di Fara in Sabina, a ridosso della Valle del Tevere. Il margine nord attraversa la parte meridionale della Conca di Rieti e a nord-est sfiora le pendici meridionali del M. Terminillo, comprendendo la parte mediana della valle del Fiume Velino, nei pressi dell'abitato di Cittaducale. Spostandosi a sud, il limite orientale del Foglio attraversa la valle del Fiume Salto e arriva a comprendere la parte settentrionale del Lago del Turano. Infine, il margine meridionale si estende dal Lago del Turano alla dorsale dei Monti di Fara in Sabina.

Le caratteristiche fisiografiche e geomorfologiche principali di quest'area sono illustrate sinteticamente in questo capitolo, facendo riferimento alle indicazioni fornite dal Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia e dalla Guida al rilevamento della Carta geomorfologica d'Italia, 1:50.000. Quest'analisi rappresenta la base per l'approfondimento di successivi studi tematici sulla geomorfologia del Foglio Cittaducale.

L'**orografia** del Foglio, nei suoi tratti essenziali, è caratterizzata da un paesaggio articolato per la presenza di dorsali e di ampie aree collinari, che si alternano a piane e valli fluviali e a conche di estensione variabile.

Verso ovest, la dorsale dei *Monti Sabini occidentali*, allungata in direzione meridiana, raggiunge le quote più elevate dell'area del Foglio, con i 1287 m s.l.m. di M. Pizzuto e di M. Tancia e digrada bruscamente verso la *Valle del Tevere*. Più a sud, lungo la *dorsale dei Monti di Fara in Sabina*, orientata in direzione NW-

SE, le quote sono meno elevate e raggiungono i 641 m s.l.m. a Colle Termineto. Nel settore compreso tra i Monti Sabini e i Monti di Fara in Sabina, le quote diminuiscono ed il paesaggio è caratterizzato da colline poco elevate (100-400 m) e dalle incisioni del *bacino del Torrente Farfa*.

Spostandosi dalla dorsale dei Monti Sabini occidentali verso est, oltrepassate le valli del Torrente Canera e del Fosso di Montenero, l'area centrale del Foglio è caratterizzata da dorsali collinari, con quote massime intorno a 800-900 m, separate dalle profonde valli del T. Ariana, del F. Turano, del F. Salto e del F. Velino, che scorrono con fondovalle posto intorno a 400-450 m. Questo settore, orograficamente ribassato rispetto alle aree occidentali e orientali, costituisce un'ampia e irregolare depressione intermontana, il *bacino di Rieti*, caratterizzata verso nord da una conca con quote di poco inferiori a 400 m s.l.m. e geometria quadrangolare, la *Conca di Rieti*. Di questa, nel Foglio è compreso solo il lato meridionale disposto in direzione circa E-O.

Muovendosi a nord-est del F. Velino, si lambiscono le pendici sud-occidentali della dorsale del M. Terminillo (2216 m s.l.m., fuori dell'area del Foglio), con quote che, nell'area del Foglio, raggiungono i 1040 m s.l.m. a Colle Cardone.

Lungo la *valle del Fiume Velino* si apre la Piana di S. Vittorino. Si tratta di un'area di grande importanza per la presenza delle Sorgenti del Peschiera, tra le maggiori dell'Appennino centrale, e delle Terme di Cotilia.

Lungo il bordo orientale del Foglio, a est della valle del Fiume Turano, si alzano, infine, i rilievi dei *Monti Sabini orientali*. Si tratta di piccole dorsali, allungate in direzione meridiana, che culminano con i rilievi di M. Sole (1022 m s.l.m.), M. Cimate (1035 m s.l.m.), M. Arino (1202 m s.l.m.) e M. Aquilone (1336 m s.l.m.). Al margine meridionale del Foglio è situato il rilievo di M. Calvo, che raggiunge i 585 m s.l.m.

L'**idrografia** è caratterizzata da due distinti bacini di drenaggio che hanno entrambi recapito nelle acque del F. Tevere, ma con percorsi aventi orientamento e direzioni di deflusso diverse. Questi bacini hanno subito nel corso del tempo, dal Pliocene fino a tempi molto recenti, importanti variazioni capaci di condizionare fortemente l'evoluzione geomorfologica di tutta l'area che rientra nel Foglio, come già intuito dagli autori di fine '800 (VERRI, 1882).

Nella parte settentrionale il bacino del F. Velino drena verso nord, attraverso la Piana di Rieti e la Cascata delle Marmore, fino a immettersi nel F. Nera, affluente di sinistra del F. Tevere. Questo bacino raccoglie le acque di altri corsi d'acqua che attraversano l'area del Foglio, dei quali i più importanti sono il F. Salto, il F. Turano, il T. Ariana e il T. Canera. Il reticolo idrografico, in questo settore, si presenta assimilabile a un tipo subdendritico con alcuni aspetti caratteristici del tipo pinnato. Le aste principali si estendono pressoché rettilinee in direzione da NNW-SSE a WNW-ESE, incassate in profonde valli, e le aste secondarie sono perpendicolari, di ridotta estensione e in genere più sviluppate sui versanti sinistri

sud-occidentali. Le aste principali presentano, solo localmente, un andamento a meandri nelle strette piane alluvionali attuali. Verso nord queste si immettono nella Conca di Rieti, che costituisce un importante livello di base locale, fortemente instabile fino a tempi recenti a causa dell'evoluzione della soglia travertinoso della Cascata delle Marmore, ed è caratterizzata dalla presenza di piccoli bacini lacustri (poco a nord del margine del Foglio) di estensione variabile in tempi storici (FERRELI *et alii*, 1992, 1993; CARRARA *et alii*, 1995). Bisogna ricordare, inoltre, che lungo il F. Turano e il F. Salto (poco a est dell'area del Foglio) sono stati realizzati due sbarramenti con la creazione degli omonimi laghi artificiali, contribuendo a modificare l'idrografia superficiale.

Nella parte meridionale si sviluppa il bacino del Torrente Farfa, che drena verso ovest direttamente nel F. Tevere. Il principale affluente, nell'area del Foglio, è il Fosso di Montenero. Il reticolo in questo caso si presenta genericamente di tipo subdendritico, ma piuttosto irregolare; il torrente è impostato su litotipi conglomeratici, ed attraversa, tra Mompeo e Salisano, la terminazione meridionale della dorsale carbonatica del M. Tancia.

In generale, il reticolo idrografico nell'area del Foglio Cittaducale presenta caratteristiche legate a un forte ringiovanimento, con l'incisione di profonde valli in rilievi collinari blandamente ondulati.

Le forme principali, frutto dell'azione modellatrice dei processi geomorfologici, sono riferibili a **forme strutturali, a forme di versante dovute alla gravità, a forme fluviali e a forme carsiche**. Limitate, ma molto significative anche per lo studio dell'evoluzione del paesaggio, sono le forme dovute **all'erosione marina**.

Le **forme strutturali**, sia a piccola sia a grande scala, caratterizzano diffusamente i settori occidentali, sud-orientali e nord-orientali del Foglio, e in particolare le *dorsali carbonatiche dei Monti Sabini occidentali e orientali* e la *Conca di Rieti*. Queste forme sono costituite essenzialmente da scarpate di faglia, scarpate di linea di faglia e scarpate di erosione selettiva, sviluppatesi lungo i principali sovrascorrimenti e faglie presenti nell'area e in corrispondenza dei contatti litologici tra formazioni a diversa erodibilità nella successione meso-cenozoica. In particolare, la morfologia del versante orientale della dorsale del M. Tancia è caratterizzata da una evidente e continua scarpata che segna il passaggio da un ripido versante verso monte a una morfologia dolce e meno acclive verso valle. Questa si è impostata in corrispondenza del sovrascorrimento del M. Tancia, che mette a contatto litotipi prevalentemente calcarei su litotipi calcareo-marnoso-argillosi. Più ad est, al margine orientale del Foglio, analoghe scarpate si osservano in corrispondenza del sovrascorrimento di M. Aquilone e di altri accavallamenti minori. Entrambi questi elementi sono da riferirsi a scarpate di linea di faglia.

Un forte controllo morfologico è dato dalle principali faglie dirette, in particolare quelle presenti al bordo meridionale della Piana di Rieti, lungo i versanti della valle del F. Velino e nella zona di Ascrea, lungo il ripido versante a est del

Lago del Turano; queste hanno guidato l'evoluzione stessa dei versanti durante il Quaternario, dando luogo a scarpate di faglia e imponenti versanti di faglia più o meno intensamente rimodellati da processi gravitativi (RAFFY, 1979). Un contesto morfologico simile si riscontra anche nel versante occidentale dei Monti Sabini.

Nel settore nord-occidentale del Foglio, il versante dei Monti Sabini, presso Montasola, è caratterizzato da un allineamento di vallecole a sviluppo meridiano, parallele all'andamento generale del rilievo, in cui si osservano anomalie nella geometria del reticolo idrografico e nella distribuzione dei depositi continentali che le colmano; si tratta di elementi geomorfologici legati alla tettonica trascorrente lungo la faglia nota in letteratura come "Faglia Sabina" (ALFONSI *et alii*, 1991a; D'AGOSTINO *et alii*, 1997).

La genesi di tali forme risulta dunque legata sia all'azione morfostrutturale delle principali faglie attive durante il Quaternario, sia a processi di denudamento e morfoselezione condizionati dall'accostamento, tettonico o stratigrafico, di litologie a differente erodibilità.

Le **forme dovute alla gravità**, distribuite in tutta l'area del Foglio, sono rappresentate essenzialmente da falde detritiche in gran parte inattive, diffuse al piede dei versanti più acclivi. Sono, inoltre, da segnalare dissesti legati alla presenza di frane di diversa tipologia. Frane da crollo e ribaltamento di blocchi interessano, puntualmente, i versanti sub-verticali delle valli dei fiumi Salto e Turano. Frane con movimenti complessi e di estensione variabile interessano in diversi punti i terreni a prevalente componente marnoso-argillosa e le successioni sabbiose conglomeratiche post-orogenesi (Poggio Mirteto, valle del F. Salto); localmente si sviluppano lungo i principali sovrascorrimenti dell'area, sui ripidi versanti calcarei, accumulandosi alla base di questi (Colle Termineto, M. Tancia).

Assai diffuse sono le **forme fluviali**, d'accumulo e d'erosione, in tutto il settore centrale del Foglio, comprendente il *Bacino di Rieti* e il *Bacino del Torrente Farfa*; processi deposizionali ed erosionali fluviali hanno, infatti, condizionato l'evoluzione geomorfologica di quest'area a partire dal Pliocene superiore.

Tra le forme d'accumulo bisogna innanzitutto considerare le potenti successioni conglomeratiche plio-pleistoceniche che costituiscono i rilievi collinari; queste rappresentano forme relitte riferibili, come vedremo nel capitolo sulla stratigrafia (V - STRATIGRAFIA), a imponenti piane e conoidi alluvionali successivamente reincise dagli stessi processi fluviali. La sommità delle colline del *Bacino di Rieti* riflette l'andamento di una superficie di origine fluviale, oggi completamente rimodellata, già individuata come "superficie villafranchiana" da DEMANGEOT (1952a, 1952b) e RAFFY (1979).

Tra le forme erosive sono da segnalare le incisioni vallive dei fiumi Salto e Turano, approfonditesi, tra il Pleistocene inferiore e medio, nelle potenti successioni di depositi di piana e di conoide alluvionale, nel settore settentrionale del Foglio. Queste valli sono caratterizzate da ripidi versanti con balze sub-verti-

cali e presentano, in alcuni casi, profilo a gradinata, dovuto all'alternarsi, nella successione conglomeratica, di livelli a diversa erodibilità. La valle del Fiume Velino, in particolare, è caratterizzata dalla presenza di diversi ordini di terrazzi morfologici, alcuni di chiara origine alluvionale ed altri composti da depositi travertinosi e quindi di per se difficilmente correlabili; tali forme sono attribuibili a un intervallo tra il Pleistocene medio e superiore (CARRARA *et alii*, 1993; BRUNAMONTE *et alii*, 1993a; SOLIGO *et alii*, 2002). Il Torrente Farfa e soprattutto il Fosso di Montenero, oltre alle successioni conglomeratiche, incidono la terminazione meridionale della dorsale del Monte Tancia, dove hanno scavato profonde gole in successioni calcaree tra gli abitati di Mompeo e Salisano.

Forme deposizionali in corso di evoluzione sono le piane di esondazione attuali. Queste, sempre nel settore settentrionale del Foglio, si sviluppano a quote comprese tra i 470 m e i 390 m lungo tutti i corsi d'acqua, incassate nelle profonde incisioni vallive, fino a raccordarsi con la Piana di Rieti intorno a quota 390 m. Lungo il Fiume Salto e il Fiume Turano, i corsi d'acqua presentano, per alcuni tratti, andamento a meandri; localmente (F. Turano, T. Farfa) si riconoscono morfologie in prima analisi riconducibili a meandri incassati, ma che richiedono un'indagine specifica per discriminare tra origine prettamente fluviale e influenza strutturale.

Le **forme carsiche** sono presenti localmente sulla dorsale del Monte Tancia. Queste si rinvencono, in particolare, sul versante occidentale, in corrispondenza delle aree d'affioramento dei litotipi francamente calcarei del *Calcarea massiccio*. Le forme alla mesoscala, in particolare "karren" e piccole doline, sono diffuse prevalentemente alla sommità delle dorsali dove l'acclività è minore. Ampie doline a pozzo e a imbuto sono presenti nella parte bassa del versante, in prossimità degli abitati di Poggio Catino e Roccantica, formatesi per crollo di cavità sotterranee e già riconosciute da TUCCIMEI (1885, 1886).

Fenomeni di sprofondamento differenti, ma anch'essi riconducibili a processi di dissoluzione carsica, sono i *sinkhole*, che interessano la Piana di San Vittorino, nell'angolo NE del Foglio (FACCENNA *et alii*, 1993; NOLASCO, 1998; CIOTOLI *et alii*, 2001).

Alle forme carsiche deposizionali vanno riferiti tutti i depositi di travertino, diffusi nella valle del F. Velino e nella valle del T. Farfa (MORELLI, 1944; CARRARA *et alii*, 1993; BRUNAMONTE *et alii*, 1993a; SOLIGO *et alii*, 2002).

Particolarmente significative, anche se estremamente limitate e localizzate, sono le **forme marine**. Si tratta essenzialmente di relitti di solchi di battigia, caratterizzati dalla presenza di fori di litodomi, scavati nei calcari alla base del versante occidentale dei Monti Sabini e dei Monti di Fara in Sabina, sul versante sinistro della media valle del F. Tevere. Tali forme sono importanti testimoni di un'antica linea di costa e di un paleopaesaggio diverso dall'attuale; esse, in precedenza indicate come plioceniche (MELI, 1882; TUCCIMEI, 1889b; DE ANGELIS D'OSSAT, 1933) e successivamente riferite al Pleistocene inferiore (GIROTTI &

PICCARDI, 1994), definiscono, inoltre, uno dei pochi vincoli certi per la valutazione quantitativa dei processi di sollevamento regionale che hanno interessato l'Appennino centrale.

La morfologia e la struttura del rilievo, unitamente alle caratteristiche dell'idrografia e alla distribuzione dei processi geomorfologici, hanno, in sintesi, permesso di definire i **principali elementi fisiografici** dell'area del Foglio 357-Cittaducale in relazione ai fattori morfogenetici che ne hanno determinato la genesi. Nell'area in questione, a una netta impronta morfostrutturale si sovrappone una altrettanto importante, e talora prevalente, azione morfosculturale. Si possono in particolare distinguere *morfostrutture*, risultato dell'azione morfogenetica di processi endogeni, ed in particolare tettonici, *forme a controllo strutturale* (o *forme litostrutturali*), modellate dai processi erosivi e deposizionali, influenzati dal controllo passivo delle strutture tettoniche, e *morfosculture*, che risultano strettamente dall'azione dei processi erosivi e deposizionali.

Tra le *morfostrutture* in senso stretto si può, in prima analisi, individuare unicamente il *bacino tettonico* della *Conca di Rieti*.

Sicuramente prevalenti sono le *forme strutturali derivate*, a cui sono ascrivibili le dorsali principali, formate da sovrascorrimenti esumati dai processi di denudazione: la *dorsale dei Monti Sabini occidentali* (M. Tancia), la *dorsale dei Monti di Fara in Sabina*, l'insieme di *dorsali dei Monti Sabini centrali e orientali* (M. Vecchio - M. Serra, M. Cimate, M. Sole, M. Aquilone).

Il *Bacino di Rieti* nel suo insieme, pur avendo avuto una genesi come bacino tettonico, è stato fortemente rimodellato dai processi fluviali. Al suo interno, infatti, le principali valli fluviali sono definibili strettamente come *morfosculture*: valle del Fiume Turano, valle del Fiume Salto, valle del Torrente Ariana. Situazione del tutto simile si riscontra nel *Bacino del Torrente Farfa*, entro cui sono incise le valli del Torrente Farfa e del Fosso di Montenero.

Da un punto di vista generale, dunque, il **modellamento del paesaggio** e la morfologia dei rilievi nell'area del Foglio 357-Cittaducale sono legati a diversi fattori: la natura litologica delle diverse successioni marine e continentali affioranti, i processi di sollevamento regionale verificatisi nel Quaternario e l'attività tettonica, soprattutto post-orogenesi, che ha imposto dislocazioni verticali di notevole entità; questi fattori si combinano in maniera complessa nel tempo, sovrapponendosi al fattore climatico. Si è così determinato l'intenso sviluppo dei processi fluviali, con importanti variazioni dell'idrografia superficiale e intense fasi di deposizione e incisione, dovute alla forte instabilità dei livelli di base locali e regionali per cause tettoniche e geomorfologiche.

In particolare, le caratteristiche geomorfologiche del Foglio 357-Cittaducale rappresentano un esempio molto evidente di come, in un contesto di sollevamento regionale, l'azione morfogenetica della tettonica estensionale e l'evoluzione del reticolo idrografico si possono combinare, in maniera diversificata nello spazio e nel tempo, e definire un paesaggio articolato.

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

D. Cosentino

Il Foglio 357-Cittaducale è collocato nel segmento centrale della catena appenninica. L'Appennino costituisce una porzione della megasutura cenozoica sviluppatasi nell'area peri-mediterranea, in seguito all'interazione tra le placche africana ed europea e le microplacche Adria, Sardo-corsa e Alboran (BOCCALETTI *et alii*, 1971; SCANDONE, 1979; AUBOUIN *et alii*, 1980; MANTOVANI *et alii*, 1985; CASTELLARIN *et alii*, 1992; CARMIGNANI *et alii*, 2004; CARMINATI *et alii*, 2004). Nel settore appenninico centrale, questa interazione ha prodotto lo sviluppo di una catena a pieghe e sovrascorrimenti che ha dapprima coinvolto i domini paleogeografici più occidentali e successivamente quelli orientali (CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997; COSENTINO *et alii*, 2003).

Durante la strutturazione della catena appenninica si è sviluppato un sistema compressivo che, oltre a determinare la deformazione delle successioni pre-orogeniche coinvolte, ha controllato lo sviluppo e la successiva migrazione, verso le zone via via più esterne dell'avampaese, di un sistema orogenico costituito da catena-avanfossa-avampaese (BOCCALETTI *et alii*, 1990; PATACCA *et alii*, 1992a; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995, 1996; COSENTINO *et alii*, 2003). Quest'ultimo risulta caratterizzato dall'evoluzione di diverse tipologie di bacini sedimentari, controllati principalmente dai processi tettonici (subsidenza flessurale e sollevamento orogenico) connessi con l'accrescimento frontale di una catena a pieghe e sovrascorrimenti (DE CELLES & GILES, 1996).

In particolare, mentre sul settore deformato (catena) si sviluppavano, come bacini episuturali, dei bacini trasportati tettonicamente (*thrust-top basin*, *piggyback basin*, bacini satellite, etc.), all'esterno, in posizione perisuturale, si sviluppava un

bacino caratterizzato da elevati tassi di subsidenza tettonica (avanfossa), mentre il settore di avampaese non flessurato veniva interessato da tassi di sedimentazione confrontabili con il regime pre-orogenico.

Generalmente, su questa tipologia di catena, contemporaneamente alla fase compressiva che investe l'area di avampaese, le zone di retropaese vengono interessate da collasso tettonico, responsabile dello sviluppo di bacini sedimentari controllati da processi tettonici estensionali. In un tale contesto geodinamico, quindi, si sviluppa un sistema distensione-compressione in migrazione verso l'avampaese (SARTORI, 1990; PATACCA *et alii*, 1992a; CAVINATO & DE CELLES, 1999; CIPOLLARI *et alii*, 1999).

In Appennino centrale, gli effetti della migrazione del sistema distensione-compressione sono registrati nell'assetto stratigrafico-strutturale delle unità tettoniche affioranti. Qui, come in tutti gli altri settori della catena appenninica è, infatti, possibile distinguere: 1) una fase pre-orogenica; 2) una fase sin-orogenica; 3) una fase post-orogenica.

Durante la fase pre-orogenica, il settore attualmente coinvolto nella catena dell'Appennino centrale faceva parte del margine sud-tetideo, caratterizzato da una paleogeografia dominata da sistemi piattaforma-bacino (CIARAPICA, 1990; CIARAPICA & PASSERI, 2002; BOSELLINI, 2004).

La tettonica medio-liassica, responsabile di questo assetto paleogeografico, in seguito allo smembramento di una paleopiattaforma appenninica (Norico-Lias inferiore), ha, inoltre, determinato lo sviluppo, nei domini bacinali, di Piattaforme Carbonatiche Pelagiche (PCP, *sensu* SANTANTONIO, 1993) (CHIOCCHINI *et alii*, 1975; COSENTINO *et alii*, 1982; GALLUZZO & SANTANTONIO, 1994; SANTANTONIO *et alii*, 1996; GALLUZZO & SANTANTONIO, 2002; COSENTINO *et alii*, 2006).

Le successioni stratigrafiche coinvolte nella strutturazione dell'Appennino centrale appartengono, quindi, a domini pelagici, di piattaforma carbonatica, di PCP e alle transizioni tra questi domini (fig. 1).

Durante la fase sin-orogenica, il settore appenninico centrale venne interessato dalla migrazione del sistema catena-avanfossa-avampaese la cui scansione temporale è stata messa recentemente in evidenza grazie agli studi effettuati sui depositi sintettonici connessi al sistema orogenico (PATACCA *et alii*, 1992a, b; CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997a; COSENTINO *et alii*, 2003). Durante questa fase, si passa da una sedimentazione prevalentemente carbonatica, che caratterizza la successione pre-orogenica, ad una silicoclastica torbiditica tipica di bacini di avanfossa, attraverso poche decine di metri di emipelagiti a plantonici che individuano l'inizio della flessurazione orogenica.

In particolare, gli studi biostratigrafici condotti sui depositi di *thrust-top basin* e di *foredeep* hanno messo in evidenza, a partire dal Miocene inferiore fino al Pliocene, almeno sei episodi discreti di migrazione del sistema orogenico, dai settori occidentali della catena (margine tirrenico) verso quelli orientali (margine adriatico) (CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; COSENTINO *et alii*, 2003).

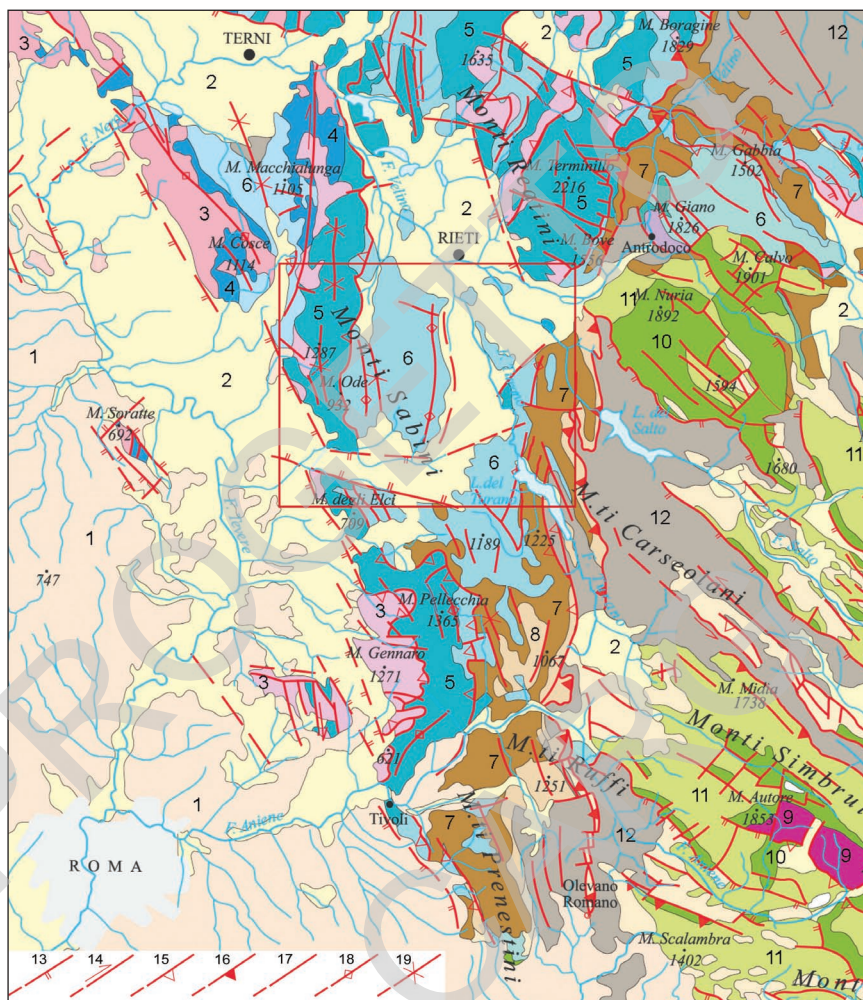


Fig. 1 - Inquadramento geologico regionale del Foglio 357-Cittaducale. 1) vulcaniti (Pleistocene medio-Pleistocene superiore); 2) depositi marini e continentali (Pliocene-Quaternario); 3) depositi di piattaforma carbonatica (Trias superiore-Lias inferiore); 4) depositi di bacino pelagico (Lias medio-Cretacico inferiore); 5) depositi di transizione bacino-piattaforma (Lias medio-Cretacico inferiore); 6) depositi di bacino pelagico (Cretacico superiore-Oligocene); 7) depositi di transizione bacino-rampa (Miocene inferiore-Miocene medio); 8) depositi di rampa (Miocene medio); 9) depositi di piattaforma (Trias superiore-Lias inferiore); 10) depositi di piattaforma (Trias superiore-Lias inferiore); 11) depositi di piattaforma (Cretacico superiore-?Paleocene); 12) depositi di avansfossa (Miocene inferiore-Miocene superiore); 13) faglia diretta; 14) faglia trascorrente; 15) sovrascorrimento secondario; 16) sovrascorrimento principale; 17) faglia indifferenziata; 18) asse di anticlinale; 19) asse di sinclinale.

La deformazione compressiva che, complessivamente, ha seguito una migrazione secondo una sequenza tipo *piggyback*, ha, a volte, riattivato zone in precedenza già orogenizzate, sviluppando delle superfici di sovrascorrimento fuori sequenza, come per esempio quella del *fronte Gran Sasso* (GHISETTI & VEZZANI, 1991) e della *linea Olevano-AnTRODoco-M.ti Sibillini* (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992).

L'area compresa nel Foglio 357-Cittaducale appartiene a un segmento di catena appenninica in cui sono molto scarsi gli affioramenti di depositi sin- e tardo-orogenici, indispensabili per ricostruire le modalità e i tempi di migrazione del sistema orogenico e quindi della deformazione compressiva che ha generato la catena. Gli unici depositi sin-orogenici presenti nel Foglio 357-Cittaducale affiorano nel settore orientale, nei pressi del Lago del Turano e nel settore di M. Aquilone. L'età di tali depositi indica il coinvolgimento dell'area orientale del Foglio nell'avanfossa appenninica del Messiniano inferiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993).

Il fascio di sovrascorrimenti che nel settore orientale del Foglio coinvolge i depositi silicoclastici del Messiniano inferiore, costituisce un segmento della zona di compressione associata allo sviluppo della *linea Olevano-AnTRODoco* (CAVINATO *et alii*, 1988; CAPORTI & MARIOTTI, 1992). L'analisi cinematica regionale suggerisce per questo settore di catena un'attivazione/riattivazione durante la fase tettono-sedimentaria del top Messiniano-Zancleano inferiore (CIPOLLARI *et alii*, 1997).

L'estremo nord-occidentale del Foglio, viceversa, appartiene ad un settore di catena strutturatosi in seguito all'evento tettono-sedimentario del Serravalliano superiore (CIPOLLARI *et alii*, 1997). Questo settore è attualmente giustapposto alla restante porzione di catena rappresentata nel Foglio 357-Cittaducale attraverso un lineamento tettonico a direttrice circa NNE-SSW e carattere trascorrente destro (*Faglia Sabina*, ALFONSI *et alii*, 1991a, b).

La porzione di catena compresa tra la *Faglia Sabina* e il fascio di sovrascorrimenti associato alla *linea Olevano-AnTRODoco* dovrebbe essersi strutturata durante le fasi tettono-sedimentarie del Tortonianiano superiore e Messiniano inferiore, riconosciute da diversi autori nella catena centro-appenninica (PATACCA *et alii*, 1992a, b; CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997). Come detto in precedenza, la mancanza di depositi sin- e tardo-orogenici non consente di riconoscere questi due eventi e di distinguerne i rispettivi segmenti di catena. C'è da tener presente, inoltre, che gran parte di questo settore di catena è stato riattivato durante fasi orogeniche più recenti, responsabili della strutturazione in fuori sequenza della zona di deformazione associata alla *linea Olevano-AnTRODoco* (CIPOLLARI *et alii*, 1997).

La fase post-orogenica è ugualmente ben rappresentata nel Foglio 357-Cittaducale, visto che i suoi depositi occupano circa il 50% dell'area (vedi V-STRATI-

GRAFIA e APPENDICE 1). La deposizione di questi, almeno nella fase iniziale (Pliocene superiore), è stata fortemente controllata dalla tettonica estensionale tirrenica che ha determinato lo sprofondamento delle unità più interne della catena appenninica, attualmente sommerse dal Mar Tirreno o sepolte al disotto dei sedimenti post-orogenici della fascia pre-appenninica, e la formazione dei bacini intramontani plio-quadernari, di cui il Bacino di Rieti, in parte all'interno del Foglio 357, rappresenta uno degli esempi più studiati (CAVINATO *et alii*, 1989, 2000; BRUNAMONTE, 1993a; BARBERI & CAVINATO, 1993; CAVINATO, 1993; CAVINATO & PAROTTO, 1992; BARBERI *et alii*, 1995).

PROGETTO
CARG

V - STRATIGRAFIA

D. Cosentino, R. Barberi, G. Basilici, P. Cipollari, E. Miccadei & M. Parotto

I depositi affioranti nell'area del Foglio 357-Cittaducale sono stati accorpati, tenendo conto delle loro caratteristiche tettono-sedimentarie, in tre grandi categorie: 1) *Depositi pre-orogenesi*, 2) *Depositi sin-orogenesi* e 3) *Depositi post-orogenesi*.

Per quanto riguarda i *Depositi pre-orogenesi*, un'ulteriore distinzione è stata necessaria per distinguere successioni stratigrafiche con vistose differenze litologiche, soprattutto in termini di quantità e distribuzione verticale dei risedimenti carbonatici, o con sostanziali differenze stratigrafiche. Per questi motivi, i *Depositi pre-orogenesi* sono stati distinti in settori stratigraficamente omogenei: a) Settore occidentale; b) Settore orientale; c) Area di Monte Calvo; d) Area di Cittaducale (Tav. 1).

Nell'area del Foglio 357-Cittaducale, i *Depositi sin-orogenesi* sono del tutto subordinati alle altre due categorie di depositi. Al contrario, i *Depositi post-orogenesi* sono molto ben rappresentati e costituiscono la copertura di circa il 50% del Foglio. Questi ultimi sono stati suddivisi, principalmente, in supersintemi e sintemi.

1. - DEPOSITI PRE-OROGENESI

1.1. - SETTORE OCCIDENTALE

1.1.1. - *Calcare massiccio* (MAS)

Affiora in diversi settori dei M.ti Sabini occidentali (zona di Montasola, Rocantica, Casperia e Poggio Catino). È costituito principalmente da calcari fango-sostenuti, micriti ad oncoidi e calcareniti ad ooidi, generalmente di colore biancastro e subordinatamente nocciola. Presentano assetto massivo o in grosse bancate. Il contenuto fossilifero è costituito da alghe calcaree, rari gasteropodi, bivalvi, frammenti di echinidi e di crinoidi. L'ambiente di sedimentazione è di piattaforma carbonatica.

Il limite con la Corniola è stato osservato in prossimità di Colle Arole (Monte di Macchia Porrara), Colle Castagna e Fosso Pacino (Acera Grande). Questo passaggio è caratterizzato dalla brusca comparsa di livelli micritici grigi, alternati a livelli calcarenitici, ben stratificati, con radiolari e spicole di spugna.

Lo spessore massimo affiorante è di 400 m. L'età del *Calcare massiccio* è *Lias inferiore* (*Hettangiano-Sinemuriano* p.p.)

1.1.2. - *Corniola* (COI)

Gli affioramenti di *Corniola* caratterizzano tutta la dorsale dei Monti Sabini occidentali, lungo una fascia, circa N-S, che interessa i settori: Acera Grande, Monte Macchia Porrara, Monte Porco Morto, Monte Scollato, Colle S. Claudio, Colle S. Stefano, Colle S. Cosimo e Fara in Sabina.

È costituita da calcari micritici marnosi di colore grigio e avana, disposti in strati spessi da 20 cm a 100 cm; sono presenti noduli, liste e orizzonti di selce grigia, spessi anche alcuni decimetri, livelli calcarenitici e sottili interstrati argillosi (più frequenti nella parte alta). Sono molto diffusi i fenomeni di deformazione sinsedimentaria tipo *slumping*. Il contenuto fossilifero è dato da radiolari, spicole di spugna, brachiopodi e ammoniti.

Nella porzione inferiore prevale la frazione calcarea micritica, con intercalazioni di calcareniti e livelli e noduli di selce biancastra; localmente sono presenti detriti calcaree. Nei Monti di Fara in Sabina, la porzione medio-inferiore della formazione è sostituita dalla *Corniola detritica* (COK).

Verso l'alto prevalgono calcari marnosi sottilmente stratificati, con interstrati argillosi verdastri e livelli di selce bianca. Il passaggio alla formazione soprastan-

te è caratterizzato da un netto aumento della componente argillosa. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Lo spessore, variabile, raggiunge i 350 metri. L'età della *Corniola* è *Lias medio* (*Sinemuriano p.p.*- *Pliensbachiano*).

1.1.3. - *Corniola detritica* (COK)

Questa formazione affiora esclusivamente nel settore sud-occidentale del Foglio, a SE di Montopoli di Sabina e a Fara in Sabina, e nell'area di Cittaducale. E' costituita da calcari micritici, di colore nocciola chiaro o biancastro, con livelli detritici ad ooidi, granuli rivestiti, peloidi e noduli algali, e livelli bioclastici biancastri con frammenti di echinidi, articoli di crinoidi e resti di bivalvi. Spesso, associati a questi livelli detritici, si rinvengono breccie con clasti di *Calcare massiccio* di dimensioni variabili, fino ad olistoliti. Generalmente è massiva, o in bancate metriche, e in corpi a geometria irregolare. Localmente, tra le grosse bancate, vi sono lembi di dimensione metrica o decametrica di calcari micritici grigi stratificati, con liste e noduli di selce grigia. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope*), in prossimità dei margini di piattaforme carbonatiche pelagiche.

Lo spessore massimo affiorante di questa formazione è di circa 200 m. Nel settore di Fara in Sabina è visibile il tetto della *Corniola detritica*. Nell'area del Foglio 357 "Cittaducale", la *Corniola detritica* sostituisce, dove affiorante, la porzione medio-inferiore della formazione della *Corniola*.

L'età di tetto della *Corniola detritica* è variabile da zona, a zona, e difficilmente definibile. Per posizione stratigrafica, è possibile indicare un'età compresa nel *Lias medio p.p.* (*Sinemuriano p.p.* ?).

1.1.4. - *Marne di Monte Serrone* (RSN)

Affiora esclusivamente sul versante occidentale dei Monti Sabini occidentali, nei Monti di Fara in Sabina e nel settore di Cittaducale. E' costituita da marne, marne argillose e argille marnose, di colore variabile dal grigio-verdastro al rosso, sottilmente stratificate, localmente fogliettate; a queste si intercalano strati centimetrici di calcareniti con laminazioni piano parallele e impronte di fondo (Colle Creta). Sono presenti, inoltre, livelli di calcare marnoso di colore grigio-verdastro e avana, talvolta laminato. Il contenuto fossilifero è costituito da rare ammoniti, impronte di brachiopodi e lamellibranchi pelagici. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Il limite inferiore è evidenziato dal netto aumento della frazione argillosa, che

diviene prevalente, e dalla comparsa di livelli argilloso-marnosi di colore rosso. Verso il tetto della formazione, la frazione marnoso-argillosa diminuisce, mentre compaiono livelli di calcari micritici nocciola.

Lo spessore della formazione è di circa 40-50 m. L'età è *Lias superiore (Toarciano)*.

1.1.5. - *Calcari e marne a Posidonia (POD)*

Questa formazione è costituita principalmente da calcari micritici nocciola, avana e grigi, e calcari marnosi avana, grigio e ocre, con livelli ricchi di "filaments" e con rare liste e noduli di selce grigio chiaro. Sono, generalmente, disposti in strati decimetrici. In maniera del tutto subordinata, sono presenti livelli calcarenitici e brecciole avana, disposti anch'essi in strati decimetrici. La formazione può essere interessata, inoltre, da fenomeni di deformazione sinsedimentaria, tipo *slumping*.

Verso la base della formazione la frazione argillosa aumenta gradualmente. Nella parte alta, il passaggio alla sovrastante formazione dei *Calcari detritici con Posidonia* è segnato dalla scomparsa dei livelli e delle intercalazioni di marne e marne argillose e dalla maggiore frequenza e spessore dei livelli calcarenitici. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Lo spessore della formazione è di circa 100-120 m. L'età dei *Calcari e marne a Posidonia* è *Dogger p.p. (Aaleniano - Bajociano p.p.)*.

1.1.6. - *Calcari detritici con Posidonia (DPO)*

Questa formazione affiora in tutta l'area del Foglio 357-Cittaducale, con caratteri litologici abbastanza omogenei. E' costituita, generalmente, da calcareniti, talora oolitiche, di colore da nocciola scuro a bianco. E' disposta in strati e banchi di spessore fino a diversi metri, con livelli di brecciole più frequenti al tetto della formazione. All'interno di questi litotipi prevalenti, si intercalano rari livelli di calcari micritici nocciola e calcareniti fini, spesso ricchi di "filaments". Sono, inoltre, presenti liste e noduli di selce grigia. Il limite superiore è segnato dalla brusca riduzione dei risedimenti carbonatici e dal concomitante aumento degli orizzonti selciferi. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope prossimale*).

Lo spessore di questa formazione è variabile da 80 a 120 m. Per posizione stratigrafica, l'età dei *Calcari detritici con Posidonia* è *Dogger p.p. (Bajociano p.p. - Bathoniano p.p.)*.

1.1.7. - *Calcari diasprigni* (CDU)

Nel Foglio Cittaducale, per l'esiguo spessore d'affioramento, questa formazione non è stata suddivisa nei due membri con cui affiora in altri settori dell'Appennino centro-settentrionale (*membro selcifero*, CDU₁, e *membro dei calcari a Saccocoma e aptici*, CDU₂).

Si tratta di calcari selciferi, ben stratificati, con abbondanti livelli di selce rossa e verde. Nella parte alta della formazione risultano prevalenti marne, marne argillose e calcari marnosi grigio verdastri, sottilmente stratificati, con interstrati argillosi e liste e noduli di selce bruna (*membro dei calcari a Saccocoma e aptici*); sono presenti calcareniti da fini a grossolane e, localmente, brecciole calcaree in spesse bancate a geometria lentiforme, talora prevalenti al tetto della formazione. Il limite con la formazione soprastante è segnato da un rapido incremento della frazione carbonatica. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Lo spessore è circa 60 m. L'età della formazione è *Dogger p.p.-Malm p.p.* (*Bathoniano p.p.- Titonico p.p.*).

1.1.8. - *Maiolica* (MAI)

Questa formazione affiora estesamente nella porzione centrale dei Monti Sabini occidentali, lungo una fascia allineata N-S comprendente: Colle Cese, Monte Macchia Cerro, Monte Alto, Monte Pizzuto, Monte Menicoccio, Colle Sterparo, Passamonte, Colle S. Erasmo. Affiora, inoltre, in alcune aree dei Monti Sabini centrali (Monte Cercuni, San Giovanni Reatino, Rocchetta, etc.) e nei Monti di Fara in Sabina. Si tratta di calcari micritici di colore bianco (localmente grigio, giallastro e nocciola chiaro), con liste e noduli di selce grigio chiaro. Questi litotipi sono, generalmente, disposti in strati di 10-40 cm. Ai calcari micritici, spesso, si intercalano calcari finemente detritici bianchi. Il contenuto fossilifero è costituito da radiolari e tintinnidi.

In prossimità del limite superiore, sono presenti calcari scuri, con selce nerastra, e intercalazioni, via via più frequenti, di livelli pelitici scuri, ricchi in sostanza organica. Il limite inferiore è caratterizzato dalla presenza di calcareniti, da fini a grossolane, di colore nocciola, in strati spessi, e da livelli di brecciole. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

Lo spessore della *Maiolica* è circa 250 metri. L'età della formazione è *Malm p.p. - Cretacico inferiore* (*Titonico p.p. - Barremiano*).

1.1.9. - *Marne a fucoidi* (FUC)

A ovest della valle del Torrente Canera (Monti Sabini occidentali), le *Marne a*

fucoidi affiorano in pochi e limitati settori: intorno al rilievo Colle Termine-Cima Bandita, sul versante orientale di Costa Mosca Castagna, a ovest dell'allineamento Colle Tre Croci-Poggio Perugino, a nord e sud di Colle Pozzoneve. Altrettanto scarsi sono gli affioramenti di questa formazione nei Monti Sabini centrali (tra la valle del Torrente Canera e la valle del Torrente Ariana), dove affiorano a sud di Sant'Elia, a est di Colle Carosello, a sud e a est di Monte Vecchio, a Piano Grande e nelle zone di S. Giovanni Reatino e Rocchetta.

Questa formazione è costituita da marne e marne argillose di colore prevalentemente verdastro e rossastro, fittamente e sottilmente stratificate, localmente foliate. Sono presenti, in maniera subordinata, calcari marnosi e marne calcaree di colore grigio-verdastro. Localmente le marne risultano fortemente bioturbate (*Thalassinoides* sp., *Chondrites* sp., etc.). Nel settore dei Monti Sabini centrali (zona Sant'Elia), sono frequenti le intercalazioni carbonatoclastiche di livelli contenenti abbondante microfauna a *Orbitolina* spp. Il contenuto fossilifero delle *Marne a fucoidi* è dato principalmente da foraminiferi planctonici (gruppo *Hedbergella-Ticinella*).

Verso il tetto della formazione si assiste a una rapida diminuzione della frazione argillosa.

L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* distale).

Lo spessore della formazione è circa 70 metri. L'età delle *Marne a fucoidi* è *Cretacico inferiore* (Aptiano-Albiano).

1.1.10. - Scaglia bianca (SBI)

Nei Monti Sabini occidentali, gli affioramenti di *Scaglia bianca* sono scarsi e limitati ai settori di Cima Bandita-Colle Termine, Colle Tre Croci-Poggio Perugino, zona di Monte Ode, a nord e a sud di località Casarini e alla Montagnola. Nei Monti Sabini centrali, viceversa, costituisce la formazione più rappresentata in affioramento, caratterizzando tutta la dorsale Monte Mazzamorro-Monte Serra-Monte Vecchio-Lago Rosciolo. Si tratta di calcari micritici e calcari marnosi bianchi ben stratificati, con liste, lenti, e noduli di selce nera e intercalazioni di detriti carbonatiche (calcareniti, calcari cristallini). Il contenuto fossilifero è costituito da foraminiferi planctonici [*Planomalina* sp., *Rotalipora* sp. e *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI)], nei livelli micritici, mentre nei livelli detritici sono abbondanti i frammenti di echinidi e di gusci di rudiste. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* distale).

Nella parte alta della formazione è presente il "livello Bonarelli", costituito da marne argillose, selce nera e argille in straterelli sottili, ricche in sostanza organica.

Il passaggio stratigrafico alle sottostanti *Marne a fucoidi* è dato da un progres-

sivo aumento della componente argillosa, mentre il limite superiore con la sovrastante *Scaglia rossa* è segnato dalla comparsa di selce rossa e dalla colorazione rosata ed avana che i calcari marnosi assumono localmente.

Lo spessore della formazione è circa 250 metri. L'età della *Scaglia bianca* è Cretacico superiore (*Cenomaniano – Turoniano p.p.*).

1.1.11. - *Scaglia rossa* (SAA)

Affiora, principalmente, sui versanti della valle del Torrente Canera. Questa formazione è costituita da alternanze di calcari marnosi, in strati sottili e medi, e marne, in strati e banchi, di colore rossastro ed avana, con selce rossa in liste e noduli. Sono presenti, inoltre, numerose intercalazioni di detriti in strati, lenti e bancate (spessore fino a 1 m), costituiti da calcareniti e calciruditi. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* distale).

Nella parte bassa della formazione è presente *Globotruncana gr. lapparenti* BROTZEN. Nella parte mediana (Cretacico superiore, Maastrichtiano) sono presenti *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanita conica* (WHITE) e *Rosita contusa* (CUSHMAN). La parte alta della formazione (Paleocene-Eocene) è caratterizzata da un aumento della componente marnosa e dalla presenza di foraminiferi planctonici dei generi *Morozovella* e *Globorotalia*. Il limite superiore è caratterizzato da un progressivo aumento della componente argillosa.

Lo spessore della formazione è circa 200 metri. L'età è *Cretacico superiore - Eocene medio* (*Turoniano p.p. - Ypresiano*).

1.1.12. - *Scaglia variegata* (VAS)

Affiora, principalmente, sui versanti della valle del Torrente Canera e alla base del versante orientale della dorsale Monte Tancia-Colle Sterparo. È costituita da alternanze di calcari marnosi, marne e marne argillose di colore rosato, avana e grigio, disposti in strati decimetrici, con foraminiferi planctonici. A queste litologie, spesso si intercalano calcareniti di colore biancastro, con macroforaminiferi (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.) e miliolidi, disposte in strati da sottili a spessi (20-100 cm). Sono presenti, inoltre, liste e noduli di selce violacea e nera. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* distale).

Localmente, verso il tetto della formazione, si osservano livelli e lenti di conglomerati, con ciottoli anche di grandi dimensioni (diametro max 20 cm), contenenti una ricca fauna a nummuliti, anche di grandi dimensioni.

Il limite inferiore è segnato dalla comparsa dei livelli marnosi e dalla netta diminuzione dei calcari micritici rosati. Il limite superiore, invece, è definito da un brusco aumento della frazione argillosa.

Lo spessore della formazione è di circa 50 m. L'età della *Scaglia variegata* è *Eocene medio - Eocene superiore (Luteziano - Priaboniano p.p.)*.

1.1.13. - *Scaglia cinerea* (SCC)

Questa formazione affiora, principalmente, lungo i versanti della valle del Torrente Canera e, lungo una fascia N-S, a est del sovrascorrimento Monte Tancia-Monte Ode-Salisano. Ulteriori affioramenti di questa formazione interessano i versanti della valle del Fosso Carlo Corso.

La formazione è caratterizzata dall'alternanza di marne, a luoghi calcaree, con fauna a foraminiferi planctonici (globigerine e globorotalidi), e marne argillose spesso intensamente foliate, di colore grigio verdastro, a volte rossastro. Sono presenti frequenti intercalazioni costituite da calcareniti e brecciole calcaree, di colore avana, ricche in macroforaminiferi, spesso fluitati e isorientati (*Nummulites* sp., *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Miogypsina* sp.). L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* distale).

La base della formazione è caratterizzata da un rapido aumento della frazione argillosa rispetto alla formazione sottostante. Il limite superiore è evidenziato dalla comparsa di livelli di marne calcaree e calcari marnosi grigio plumbei.

Lo spessore della formazione può essere variabile in funzione della quantità di risedimenti calcitorbiditici presenti; mediamente si attesta intorno a 100 metri. L'età della *Scaglia cinerea* è *Eocene superiore - Miocene inferiore (Priaboniano p.p.- Aquitaniano p.p.)*.

1.1.14. - *Bisciaro* (BIS)

Il Bisciaro affiora lungo i versanti della valle del Torrente Canera e, in alcuni lembi isolati, a est del sovrascorrimento Monte Tancia-Monte Ode-Salisano. Si tratta di alternanze di marne, marne calcaree e calcari marnosi di colore grigio, avana e nero, localmente silicizzati, disposti in strati e banchi. Sono presenti sottili interstrati marnoso argillosi. Nella sezione di Osteria Tancia, sono ben evidenti due orizzonti di selce nera concentrata in lenti e noduli, caratteristici della formazione. Sono frequenti livelli vulcanoclastici a composizione acida, su cui sono state fatte datazioni Ar/Ar (vedi APPENDICE 2). A volte, nei litotipi marnosi e marnoso calcarei, si rinvencono tracce di organismi limivori (bioturbazioni). L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

La fauna è caratterizzata da radiolari, spicole di spugna e foraminiferi planctonici. Tra questi, particolare importanza rivestono *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Catapsydrax* sp., *Globigerina tripartita* KOCH,

Zeaglobigerina woodi (JENKINS), *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER. In base alle associazioni rilevate, la formazione comprende la Subzona *Globoquadrina dehisceus dehisceus* e parte della Biozona *Globoquadrina dehisceus dehisceus-Catapsydrax dissimilis* (vedi APPENDICE 2).

Lo spessore parziale della formazione è 50 metri. L'età del *Bisciaro* è *Miocene inferiore* (*Aquitano p.p.* – *Burdigaliano p.p.*).

1.1.15. - *Schlier* (SCH)

Questa formazione affiora esclusivamente sul versante occidentale della valle del Torrente Canera, tra Poggio Perugino e S. Filippo. E' costituita da argille grigio-verdastre a foraminiferi planctonici, contenenti rari e sottili orizzonti calcarenitici. Le condizioni d'affioramento non consentono l'osservazione del limite con la sottostante formazione del *Bisciaro*. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico.

I campioni esaminati contengono associazioni a nannofossili calcarei riferibili alla biozona MNN5b.

Lo spessore parziale della formazione è di circa 20 metri. L'età dello *Schlier* è *Miocene inferiore* – *Miocene medio* (*Burdigaliano p.p.* – *Langhiano*).

1.2. - SETTORE ORIENTALE

1.2.1. - *Calcari detritici con Posidonia* (DPO)

E' presente in soli due affioramenti, a nord di Rocca Sinibalda. In questo settore del Foglio non affiora la base della formazione. I *Calcari detritici con Posidonia* presentano le stesse caratteristiche del settore occidentale (vedi 1.1.6).

1.2.2. - *Calcari diasprigni* (CDU)

Anche questa formazione affiora solo nei pressi di Rocca Sinibalda e presenta le stesse caratteristiche di quella affiorante nel settore occidentale (vedi 1.1.7).

1.2.3. - *Maiolica* (MAI)

Affiora nella struttura di Monte Pelato, a nord di Rocca Sinibalda, e in due

affioramenti lungo la valle del Fiume Salto. La formazione presenta le stesse caratteristiche descritte per il settore occidentale (vedi 1.1.8).

1.2.4. - *Marne a fucoidi* (FUC)

Affiora lungo una stretta fascia a est di Monte Pelato e in due piccoli affioramenti lungo le valli dei fiumi Turano e Salto. Le caratteristiche della formazione sono le stesse di quelle rilevate nel settore occidentale (vedi 1.1.9).

1.2.5. - *Scaglia detritica* (SCZ)

Nel settore orientale del Foglio, le litofacies caratteristiche della *Scaglia*, che nel settore occidentale consentono la distinzione in *Scaglia bianca*, *Scaglia rossa* e *Scaglia variegata*, vengono sostituite da litologie calcaree con una forte componente detritica (calcareniti e calciruditi), tale da impedire il riconoscimento delle classiche suddivisioni litoformazionali. Per poter operare delle distinzioni all'interno di una formazione abbastanza omogenea, è stato utilizzato fondamentalmente il criterio paleontologico (principalmente foraminiferi planctonici), che ha permesso la distinzione di due membri: un membro inferiore - *membro calcarenitico-calciruditico* (SCZ₁) - e un membro superiore - *membro calciruditico-calcarenitico* (SCZ₂).

***membro calcarenitico-calciruditico* (SCZ₁)**

Affiora sui versanti nord e ovest di Monte Sole, lungo la valle del Fiume Turano, e nel settore Monte Porcino-Monte Civitella-Colle Milano. Si tratta di calcari e calcari marnosi di colore bianco, avana e rosato, con selce, ben stratificati e con abbondanti intercalazioni di calcareniti e calciruditi, con frammenti di rudiste e con selce in noduli. Sono presenti foraminiferi planctonici (globotruncanidi). Nella parte bassa i calcari marnosi sono caratterizzati da faune a foraminiferi planctonici con *Rotalipora* sp. e *Planomalina* sp. Nella parte alta sono presenti faune a planctonici di grandi dimensioni [*Rosita contusa* (CUSHMAN) e *Globotruncanita conica* (WHITE)]. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale).

Al passaggio con la formazione sottostante (*Marne a fucoidi*) si osserva un incremento della frazione argillosa.

Lo spessore parziale di questo membro è di circa 250 metri. L'età del *membro calcarenitico-calciruditico* è *Cretacico superiore* (*Cenomaniano* – *Maastrichtiano*).

membro calciruditico-calcarenitico (SCZ₂)

Questo membro affiora lungo la valle del Fiume Turano, a est di Monte Sole e nelle zone di Monte Cimite e Muro Pizzo. E' costituito da alternanze di calcari marnosi e marne calcaree di colore rosato, avana chiaro e nocciola, in strati sottili e medi, con lenti di selce grigio chiaro e rossa e microfauna a foraminiferi planctonici (globigerinidi e globorotalidi). Sono presenti frequenti e abbondanti intercalazioni calciruditiche, bianche e avana, a luoghi con macroforaminiferi (nummulitidi ed alveolinidi), e calcarenitiche, con bioclasti (frammenti di macroforaminiferi) e foraminiferi planctonici. Verso la parte alta di questo membro superiore si nota l'aumento della componente argillosa. Localmente sono presenti livelli marnoso-argillosi centimetrici. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale).

Lo spessore parziale del *membro calciruditico-calcarenitico (SCZ₂)* è di circa 150 metri. L'età di questo membro è *Paleocene-Eocene medio-superiore (Daniano – Priaboniano p.p.)*.

1.2.6. - Calcari cristallini (CTN)

La formazione affiora, esclusivamente, nel settore di Monte Sole-Colle Grossetto, con un'associazione calcarenitico-calciruditica (CTN_b). Si tratta di alternanze di calcareniti, calciruditi e brecciole bioclastiche con frammenti di rudiste (radiolitidi), in strati da spessi a molto spessi, da biancastre a nocciola, talora laminate o parzialmente ricristallizzate. Si intercalano, sporadicamente, calcari micritici bianchi, con foraminiferi planctonici (globotruncanidi). E' presente selce in lenti. Si tratta di detriti carbonatiche in corpi canalizzati nella porzione superiore di **SCZ₁**. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale).

Lo spessore della formazione è di circa 100 metri. L'età dei *Calcari cristallini* è *Cretacico superiore (Campaniano – Maastrichtiano)*.

1.2.7. - Scaglia cinerea detritica (CDZ)

Affiora, principalmente, nel settore sud-orientale del Foglio, ed è costituita da alternanze di marne, calcari marnosi e marne argillose di colore grigio-verdastro, giallastro e avana, a cui si intercalano frequenti detriti carbonatiche (calcitorbiditi e calciruditi), in strati e corpi marcatamente lenticolari, ricchi in macroforaminiferi (*Nummulites* sp., *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Miogypsinoidea* sp.). I litotipi marnosi sono ricchi in foraminiferi planctonici (globigerinidi e globorotalidi). Localmente sono presenti intervalli francamente calcarei e occa-

sionalmente si rinvengono olistoliti calcarei plurimetrici riconducibili alla successione di piattaforma carbonatica. Sono frequenti fenomeni di deformazione sinsedimentaria per *slumping*. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (*slope* prossimale).

Il limite inferiore è marcato dall'aumento della frazione argillosa rispetto alla sottostante **SCZ₂**, mentre quello superiore è caratterizzato dall'aumento della frazione carbonatica risedimentata, che segna la base di **CFR**.

Lo spessore della formazione è di circa 100 metri. L'età è *Eocene superiore - Oligocene p.p. (Priaboniano p.p. - Rupeliano p.p.)*.

1.2.8. - *Calcareniti a macroforaminiferi (CFR)*

Nell'area del Foglio Cittaducale sono stati individuati due membri della formazione.

Calcareniti a nummuliti e discocycline (CFR₁)

Questo membro affiora, in limitati settori, a est del Lago del Turano. E' costituito da calcari micritici in strati da centimetrici a decimetrici, di colore avana chiaro e nocciola, con selce in lenti e noduli. Il contenuto fossilifero è dato da nummuliti, alveoline e foraminiferi planctonici. Sono presenti numerose intercalazioni calcarenitiche e calciruditiche a macroforaminiferi, in strati e banchi, più abbondanti nella parte inferiore. Il limite inferiore di questo membro non è mai visibile, quello superiore corrisponde ad un incremento della frazione carbonato-clastica e ad un cambiamento delle associazioni a macroforaminiferi. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Lo spessore parziale della formazione è di circa 50 metri. L'età è *Eocene - Oligocene p.p. (Ypresiano-Rupeliano p.p.)*.

Calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₂)

Affiorano nel settore sud-orientale del Foglio e sono costituiti da calcareniti di colore avana e nocciola, disposte in strati e banchi, ricche in macroforaminiferi, tra cui *Lepidocyclinae*, *Amphisteginae*, *Miogypsinae*, *Heterostegina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Miogypsinoides* sp., *Operculina* sp., *Eulepidina* sp., *Borelis* sp. e *Spiroclypeus* sp. Tali associazioni sono riferibili all'intervallo zonale SB23 p.p.-SB24 p.p. (CAHUZAC & POIGNANT, 1997). Sono presenti noduli di selce, da marrone a bianca, particolarmente abbondanti nella porzione inferiore della formazione. Il limite superiore è marcato dalla drastica diminuzione dei macroforaminiferi e dalla comparsa di calcareniti a punti rossi spicolitiche. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Lo spessore di questo membro è variabile, fino a circa 100 metri. L'età è *Oligocene p.p.* - *Miocene inferiore p.p.* (*Rupeliano p.p.* - *Aquitano p.p.*).

1.2.9. - Unità spongolitica (SPT)

Di questa unità, nel Foglio 357-Cittaducale, affiora il *Membro di Guadagnolo* (SPT₁) in due diverse litofacies: litofacies calcarenitica (SPT_{1a}) e litofacies marnosa (SPT_{1b}).

Membro di Guadagnolo, litofacies calcarenitica (SPT_{1a})

Alternanze di calcareniti fini di colore avana e nocciola, con tracce puntiformi di ossidazione, e marne, marne calcaree di colore grigio, giallastro e avana chiaro, in strati decimetrici, a volte silicizzate. La parte bassa è caratterizzata da calcari detritici a macroforaminiferi e da marne calcaree con foraminiferi planctonici. La parte alta è caratterizzata da un progressivo aumento degli interstrati marnosi e da una maggiore percentuale di matrice nelle calcareniti. Nelle calcareniti si rinvencono abbondanti spicole di spugna. Le associazioni a macroforaminiferi sono costituite da: *Lepidocyclinae*, *Amphisteginae*, *Miliolidae*, *Peneroplidae*, *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Miogypsina* gr. *globulina* (MICHELOTTI), *Elphidium* sp., *Miogypsinoides* sp., *Operculina* sp., *Spirochypus* sp. e *Borelis* sp. Queste associazioni a macroforaminiferi sono riferibili all'intervallo zonale SB 24 p.p.-SB 25 p.p. (CAHUZAC & POIGNANT, 1997). L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia.

Lo spessore misurato è circa 40 metri. L'età di questa litofacies è *Miocene inferiore* (*Aquitano p.p.*-*Burdigaliano p.p.*).

Membro di Guadagnolo, litofacies marnosa (SPT_{1b})

Alternanze di marne, marne calcaree e marne argillose a luoghi più calcaree, di colore grigio, avana chiaro, giallastro e bruno, in potenti bancate. Si intercalano livelli di calcareniti con punti rossi, più abbondanti nella parte alta, contenenti *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp. e *Operculina* sp. La parte bassa della formazione è caratterizzata dall'abbondanza di spicole di spugna, mentre i foraminiferi planctonici sono ben distribuiti all'interno di questa litofacies marnosa (vedi APPENDICE 2). Le indicazioni provenienti dai nannofossili calcarei consentono di riconoscere all'interno di questa litofacies l'intervallo zonale MNN2b-MNN4b (vedi APPENDICE 2). Localmente, nelle marne possono essere presenti impronte di bivalvi e tracce di bioturbazione (*Thalassinoides*). L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica distale.

Lo spessore di questa litofacies è di circa 400 - 500 metri. L'età è *Miocene inferiore* - *Miocene medio* (*Burdigaliano p.p.* - *Langhiano p.p.*).

1.2.10. - *Calcari a briozoi e litotamni (CBZ)*

Nel Foglio Cittaducale, nella formazione dei *Calcari a briozoi e litotamni* sono stati distinti tre membri:

Calcareniti arancioni (CBZ₁)

Affiorano esclusivamente al limite meridionale del Foglio, a sud di M. Antuni. Si tratta di calcari, calcari marnosi e calcareniti bioclastiche, di colore avana, biancastro e senape, con punti rossi d'ossidazione, in strati da 30 a 60 cm di spessore. Sono presenti bioclasti di molluschi, echinidi, briozoi, litotamni, ditrupe e foraminiferi bentonici. Verso il basso il limite è netto e si passa da queste calcareniti organogene alla litofacies marnosa del *Membro di Guadagnolo*. Nell'ambito del Foglio Cittaducale, le *Calcareniti arancioni* risultano eteropiche alla parte alta di **SPT_{1b}** e alla parte bassa delle *Calcareniti a punti rossi*. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Lo spessore parziale stimato è 50 m circa. L'età è *Burdigaliano p.p. ? - Langhiano p.p.*

Calcareniti a punti rossi (CBZ₂)

Si tratta di calcareniti fini, a luoghi bioclastiche, di colore avana e nocciola, con tracce puntiformi di ossidazione; sono disposte prevalentemente in banchi e caratterizzate da strutture a losanga. Localmente si rinvencono intercalazioni di marne. Il contenuto fossilifero è costituito da frammenti di echinidi, da ditrupe, da rari foraminiferi planctonici e bentonici. La presenza di *Praeorbulina glomerosa* BLOW e di esemplari sferici, consente l'attribuzione di **CBZ₂** all'intervallo compreso tra la Zona a *Praeorbulina glomerosa* e la Subzona *Orbulina suturalis*. Le associazioni a nannofossili calcarei indicano, per la parte sommitale di questa litofacies, la Zona MNN5b (vedi APPENDICE 2).

Nella maggior parte del Foglio Cittaducale, il limite inferiore di questo membro è caratterizzato dall'aumento della componente pelitica, che segna il passaggio alla sottostante litofacies marnosa del *Membro di Guadagnolo (SPT_{1b})*. Solo a sud di M. Antuni, lungo Costa Cesari, le *Calcareniti a punti rossi* passano verso il basso alle *Calcareniti arancioni*. Qui il limite è marcato dal notevole incremento della componente bioclastica che caratterizza il membro delle *Calcareniti arancioni*. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica intermedia.

Lo spessore misurato è di circa 40 metri. L'età di questo membro è *Miocene medio (Langhiano p.p.)*.

Calcareniti a briozoi (CBZ₃)

Sono costituite da calcareniti bioclastiche con frammenti di briozoi e litotamni, di colore avana e bianco, in bancate. Spesso, nelle litofacies carbonatiche, sono

presenti associazioni di foraminiferi bentonici di piccole dimensioni e frammenti di lamellibranchi. A luoghi, tra una bancata e l'altra si osservano sottili intercalazioni marnoso argillose e livelli calcarenitici, a granulometria sottile, ricchi in glauconie, bioturbazioni (*Thalassinoides*) e foraminiferi planctonici. Il limite inferiore è marcato da un brusco aumento dello spessore degli strati carbonatici, al passaggio dalle *Calcareniti a punti rossi* alle *Calcareniti a briozoi*, e dalla scomparsa, quasi totale, della frazione pelitica, presente, in orizzonti e strati, fino al tetto delle *Calcareniti a punti rossi*. Il limite superiore è caratterizzato da un *hardground* glauconitico, che segna il passaggio alla soprastante *Unità argilloso-marnosa*. L'ambiente di sedimentazione è di rampa carbonatica prossimale.

Spessore misurato circa 45 - 50 metri. L'età della formazione è Miocene medio (Serravalliano).

1.3. - AREA DI MONTE CALVO

Quest'area è stata oggetto di approfonditi studi micropaleontologici durante il rilevamento del Foglio 144-Palombara Sabina (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970a), da parte di CHIOCCHINI *et alii* (1975). In queste note, viene proposta una ricostruzione stratigrafica leggermente diversa rispetto a quanto suggerito da CHIOCCHINI *et alii* (1975).

1.3.1. - Dolomie di Monte Calvo (DCM)

Sono distinguibili due membri: le *Dolomie saccaroidi* (DCM₁) e le *Dolomie selcifere* (DCM₂).

Membro delle dolomie saccaroidi (DCM₁)

Questo membro è legato a processi di dolomitizzazione secondaria di originari calcari, che hanno dato origine a dolomie cristalline, saccaroidi, leggermente friabili, di colore grigiastro, giallastro o bianco, disposte in bancate metriche poco evidenti. In alcuni settori, lontano dai principali elementi tettonici che interessano il settore di Monte Calvo, sono conservati i "fantasmi", solo parzialmente ricristallizzati, di calcari riccamente organogeni, contenenti gusci di grossi gasteropodi e, nella porzione inferiore di questo membro, esemplari di *Orbitopsella praecursor* (GÜMBEL).

Membro delle dolomie selcifere (DCM₂)

Affiora sul versante sudoccidentale di Monte Calvo, ed è costituito da dolomie e calcari dolomitici giallastro-verdastri con noduli di selce. Deriva, probabilmente, dalla dolomitizzazione di parte dei soprastanti *Calcari diasprigni* (CDU). Infatti, verso l'alto, si osserva una decisa diminuzione del processo di

dolomitizzazione, che ha preservato litotipi appartenenti al *membro dei calcari a Saccocoma e aptici*.

Lo spessore affiorante non è facilmente stimabile a causa dell'intensa tettonizzazione dell'area, ma indicativamente si può aggirare sui 100 m.

L'età delle *Dolomie di Monte Calvo* è compresa tra il *Lias medio* e il *Malm (Pliensbachiano p.p. - Titonico p.p.)*.

1.3.2 - *Calcari diasprigni (CDU)*

Nel settore di Monte Calvo affiora soltanto la porzione superiore della formazione, costituita da litologie prevalentemente marnose verdastre (*membro dei calcari a Saccocoma e aptici*).

Lo spessore della formazione è di pochi metri. L'età è *Malm p.p. (Titonico p.p.)*.

1.3.3. - *Maiolica (MAI)*

Affiorano pochi metri basali della formazione, che mostrano processi incipienti di dolomitizzazione. Probabilmente è rappresentata solo parte della porzione inferiore della formazione (*Titonico p.p.-Neocomiano p.p.*).

1.4. - AREA DI CITTADUCALE

Nell'area di Cittaducale le successioni stratigrafiche affioranti appartengono a due differenti domini paleogeografico-deposizionali: 1) Dominio umbro-sabino e 2) Dominio laziale-abruzzese. Per questo motivo, e per i rapporti tettonici che queste due successioni mostrano, i depositi pre-orogenesi affioranti nell'area di Cittaducale sono stati accorpatis in due differenti unità tettono-stratigrafiche: 1) Unità tettono-stratigrafica di Prata Coste, che comprende i depositi appartenenti al Dominio umbro-sabino, e 2) Unità tettono-stratigrafica di S. Vittorino, costituita dai depositi del Dominio laziale-abruzzese.

Unità tettono-stratigrafica di Prata Coste

1.4.1. - *Calcicare massiccio (MAS)*

Affiora a est di Cittaducale e presenta caratteristiche simili a quelle della stes-

sa formazione affiorante nel settore occidentale del Foglio (vedi 1.1.1).

Lo spessore massimo affiorante è di 300 m. L'età è *Lias inferiore* (*Hettangiano-Sinemuriano p.p.*).

1.4.2. - *Corniola detritica* (COK)

Calcarei micritici grigi, regolarmente stratificati in strati di 20-40 cm. Presenti liste e noduli di selce di colore scuro. Sono frequenti le intercalazioni di bancate di calcari detritici avana ad ooidi e pisoidi, soprattutto nella parte alta della formazione. Localmente si ha una diffusa dolomitizzazione (Colle Cardone). Al passaggio con le *Marne di Monte Serrone* la stratificazione si riduce di spessore (10 cm) ed aumentano gli interstrati argillosi verdognoli (F.te S. Lorenzo).

Lo spessore della formazione è di 300 m circa. L'età della *Corniola detritica* è *Lias medio* (*Sinemuriano p.p.* - *Pliensbachiano*).

1.4.3. - *Marne di Monte Serrone* (RSN)

Alternanze di calcareniti bruno-giallastre con intraclasti e bioclasti (echinidi e molluschi), calcari marnosi, marne calcaree e marne verdognole (con fucoidi e impronte di ammoniti); sono presenti noduli di selce scura e interstrati argillosi.

Lo spessore massimo è di 30 m. L'età della formazione è *Lias superiore* (*Toarciano*).

1.4.4. - *Calcari e marne a Posidonia* (POD)

La formazione presenta caratteristiche simili a quelle del settore occidentale del Foglio (vedi 1.1.5).

1.4.5. - *Calcari detritici con Posidonia* (DPO)

La formazione presenta caratteristiche simili a quelle del settore occidentale del Foglio (vedi 1.1.6).

1.4.6. - *Calcari diasprigni* (CDU)

La formazione presenta caratteristiche simili a quelle del settore occidentale del Foglio (vedi 1.1.7)

1.4.7. - *Maiolica* (MAI)

Affiora con le stesse caratteristiche di quelle presentate nel settore occidentale del Foglio (vedi 1.1.8).

1.4.8. - *Scaglia detritica* (SCZ)

Si tratta di calcari e calcari marnosi micritici bianchi e rosati, con rade liste di selce, con intercalazioni di calcari detritici ad intra e bioclasti (echinidi e macroforaminiferi: nummuliti e orbitoidi). Localmente sono presenti corpi calciruditi biancastri (Capo Rio) o calcari grigi a frammenti di echinidi (Grotta Lupo). Il limite inferiore della formazione non è affiorante. Verso l'alto passa alla sovrastante *Scaglia cinerea detritica* attraverso un aumento della componente marnosa.

Lo spessore d'affioramento della formazione è di 100 m circa. L'età della formazione è *Cretacico superiore – Eocene medio* (*Maastrichtiano – Priaboniano p.p.*).

1.4.9. - *Scaglia cinerea detritica* (CDZ)

Affiora con caratteristiche simili a quelle del settore orientale (vedi 1.2.7).

Unità tettono-stratigrafica di S. Vittorino

1.4.10. - *Calcari a radiolitidi* (RDT)

Calcari micritici nocciola e calcareniti bioclastiche fango-sostenute, ben stratificate (spessore 20 cm), con frammenti di rudiste (radiolitidi) e milioliti (S. Vittorino - Terme di Cotilia). L'ambiente di sedimentazione è di margine di piattaforma carbonatica (retroscogliera). Verso l'alto, questi calcari passano, in paraconcordanza e attraverso superfici di *hardground*, direttamente alle *Calcareniti arancioni* del Miocene inferiore?-medio (lacuna paleogenica *Auct.*).

Lo spessore della formazione è di circa 70 m. L'età è *Cretacico superiore* (*Turoniano p.p. - Campaniano p.p.*).

1.4.11. - *Calcari a briozoi e litotamni* (CBZ)

Affiorano solo due dei tre membri individuati nel Foglio.

Calcareniti arancioni (CBZ₁)

Calcareniti arancioni o giallastre, talora grossolane, con glauconie, in clasti fino a qualche millimetro. Sono presenti denti di pesce e bioclasti (molluschi, echinidi) concentrati in orizzonti. Si rinvengono patine ossidate, ricche di glauconie e fosfati, con caratteristiche di *hardground*.

Poggiano in paraconcordanza sulle formazioni sottostanti. Lo spessore della formazione è 5-10 m circa. L'età è *Burdigaliano p.p. ? - Langhiano p.p.*

Calcareniti a punti rossi (CBZ₂)

Calcareniti avana, con intraclasti e bioclasti talora tipicamente arrossati, con stratificazione a losanga; si alternano a calciruditi grigie, organogene, in strati spessi, con abbondanti foraminiferi bentonici (Miliolidae., Peneroplidae, *Heterostegina* spp., *Borelis* sp. e orbitoidi s.l.).

Lo spessore delle *Calcareniti a punti rossi* è di 60 m circa. L'età di questo membro è *Langhiano p.p.*

2. - DEPOSITI SIN-OROGENESI

2.1. - UNITÀ ARGILLOSO-MARNOSA (UAM)

Marne e marne calcaree, a luoghi con granuli di glauconie e bioturbazioni, di colore grigio e giallastro nella porzione basale. Marne argillose di colore grigio, ricche in foraminiferi planctonici (tra cui *Orbulina* spp.) nella porzione superiore (*Marne a Orbulina Auct.*). Il limite inferiore coincide, generalmente, con una superficie di *hardground*, che fa da passaggio alla sottostante formazione dei *Calcari a briozi e litotamni (CBZ)*. Nell'area del Foglio non è mai osservabile il limite con la soprastante *Unità arenaceo-pelitica (UAP)*. L'ambiente di sedimentazione è di bacino pelagico (rampa d'avampaese).

Lo spessore parziale è circa 30 m. Miocene superiore (*Tortoniano p.p. - Messiniano inferiore p.p.*).

2.2. - UNITÀ ARENACEO-PELITICA (UAP)

(cfr. Complesso torbiditico altomiocenico laziale-abruzzese)

Affiora esclusivamente nell'angolo sud-orientale del Foglio (Lago del Turano), con un'associazione arenacea (**UAP_b**) costituita da arenarie grigiastre, più o meno cementate, con rari interstrati argilloso marnosi (rapporto S/A > 2); a luoghi si rinvengono inclusi pelitici (*soft pebbles*). Non è mai visibile il passag-

gio alla sottostante *Unità argilloso-marnosa*. Verso l'alto è ricoperta dai depositi post-orogenesi dell'*Unità di Fosso Canalicchio* e del *Sintema di Caporio*. L'ambiente di sedimentazione è di bacino d'avanfossa.

Spessore affiorante 200 metri.

Miocene superiore (Messiniano inferiore p.p.).

3. - DEPOSITI POST-OROGENESI

Il rilevamento e lo studio dei depositi post-orogenesi hanno avuto fondamentale importanza all'interno del Foglio 357-Cittaducale, poiché tali depositi coprono più del 50% dell'area totale.

I depositi post-orogenesi sono stati suddivisi in un sintema e due supersintemi, costituiti, a loro volta, da diverse unità e sintemi:

1 - Sintema del paleo-Farfa:

- *Unità di Fosso Canalicchio (UFC);*
- *Unità di Cenciara (UGR);*
- *Unità di Ornaro Basso (UOB);*
- *Unità di Monteleone Sabino (UMS);*
- *Unità di Montasola (USL);*
- *Unità di Torre Baccelli (UTB);*

2 - Supersintema della Conca di Rieti:

- *Sintema di Castel di Tora (UTR);*
- *Sintema di Poggio Perugino (UPG);*
- *Sintema di Cittaducale (UCT);*
- *Sintema di Casale Giannantoni (UGN);*
- *Sintema di T. Ariana (UTA);*

3 - Supersintema del Torrente Farfa:

- *Sintema del Fosso di Montenero (UNR);*
- *Sintema di Fosso Galantina (UTL);*
- *Sintema di Villa Pepoli (UVP);*
- *Sintema di Poggio Moiano (UPM);*
- *Sintema di Castelnuovo di Farfa (UVC).*

A questi vanno aggiunte le unità ubiquitarie, che comprendono:

- *Sintema di Caporio (UCR);*
- *Travertino (f_1);*
- *Deposito colluviale ed eluviale (b_2);*
- *Deposito alluvionale (b);*
- *Deposito di frana (a_1);*
- *Deposito di versante (a).*

Il *Sintema del paleo-Farfa*, che è parte del *Supersintema del Bacino Tiberino*, comprende i depositi plio-pleistocenici o “villafranchiani”, già studiati da diversi autori (DE MARCHI, 1874; ISSEL & MELI, 1882; MELI, 1882; VERRI, 1882, 1883; DEMANGEOT, 1952a, 1952b; RAFFY, 1979; BOSI *et alii*, 1989a, 1989b; CAVINATO *et alii*, 1989, 1990; CAVINATO & PAROTTO, 1992; BARBERI & CAVINATO, 1993; CAVINATO, 1993; BARBERI *et alii*, 1995; MANCINI *et alii*, 1999, 2004).

La determinazione dell'età delle diverse unità che compongono questo sintema (vedi APPENDICE 1) si basa sul ritrovamento, all'interno dell'area del Foglio, di faune a vertebrati e a molluschi, descritte in bibliografia, al loro confronto con dati noti riguardanti le aree limitrofe e, infine, a nuovi dati raccolti ed elaborati durante la realizzazione del Foglio (TUCCIMEI, 1889a, 1889b, 1891b, 1893, 1895, 1898; DE ANGELLS D'OSSAT, 1924, 1933; IPPOLITO, 1947; MAXIA, 1949; DEMANGEOT, 1952a; GE.MI.NA, 1963; GIROTTI, 1967, 1972; AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; CHIOCCHINI *et alii*, 1975; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1975; ESU & GIROTTI, 1975, 1991; CONTI & GIROTTI, 1977; KOTSAKIS, 1988, 1992; CAVINATO *et alii*, 1989, 1990, 1999, 2000; VILLA *et alii*, 1991; ESU *et alii*, 1992; DI BELLA, 1994; GIROTTI & PICCARDI, 1994; GLIOZZI *et alii*, 1997)

Il *Supersintema della Conca di Rieti*, comprende i depositi più recenti, terrazzati all'interno del *Sintema del paleo-Farfa*, che affiorano nella valle del F. Velino e nelle altre valli dei corsi d'acqua che drenano verso la Conca di Rieti (valle del T. Canera, valle del T. Ariana, valle del F. Turano, valle del F. Salto) (CARRARA *et alii*, 1993).

Il *Supersintema del Torrente Farfa* comprende quei depositi, terrazzati all'interno del *Sintema del paleo-Farfa*, affioranti nel bacino del T. Farfa, che drena direttamente nel Fiume Tevere.

Infine, sotto il termine di *Unità ubiquitarie* sono stati raccolti quei depositi la cui genesi non è strettamente legata all'evoluzione geologica e geomorfologica peculiare dei diversi bacini idrografici, ma, piuttosto, alle variazioni climatiche tardo quaternarie.

L'età dei depositi appartenenti ai supersintemi del F. Velino e del T. Farfa e alle *Unità ubiquitarie*, è stata determinata, dove possibile, in base al confronto di nuove datazioni radiometriche con datazioni radiometriche note in letteratura (VILLA *et alii*, 1991; BRUNAMONTE *et alii*, 1993a; CARRARA *et alii*, 1993; CARRARA *et alii*, 1995; MICETTI *et alii*, 1995). Le nuove datazioni, su campioni di travertino appositamente raccolti nella valle del F. Velino e nei pressi di Poggio Moiano, sono state eseguite con il metodo U/Th presso il Laboratorio di Geochimica dell'Università degli Studi “Roma Tre” (Responsabile Prof. A. Taddeucci).

Di seguito vengono descritti i diversi supersintemi e sintemi distinti, procedendo dal più antico al più giovane. I rapporti tra i diversi sintemi e supersintemi sono rappresentati negli schemi morfo-litostratigrafico (fig. 2) e cronostatigrafico (fig. 3).

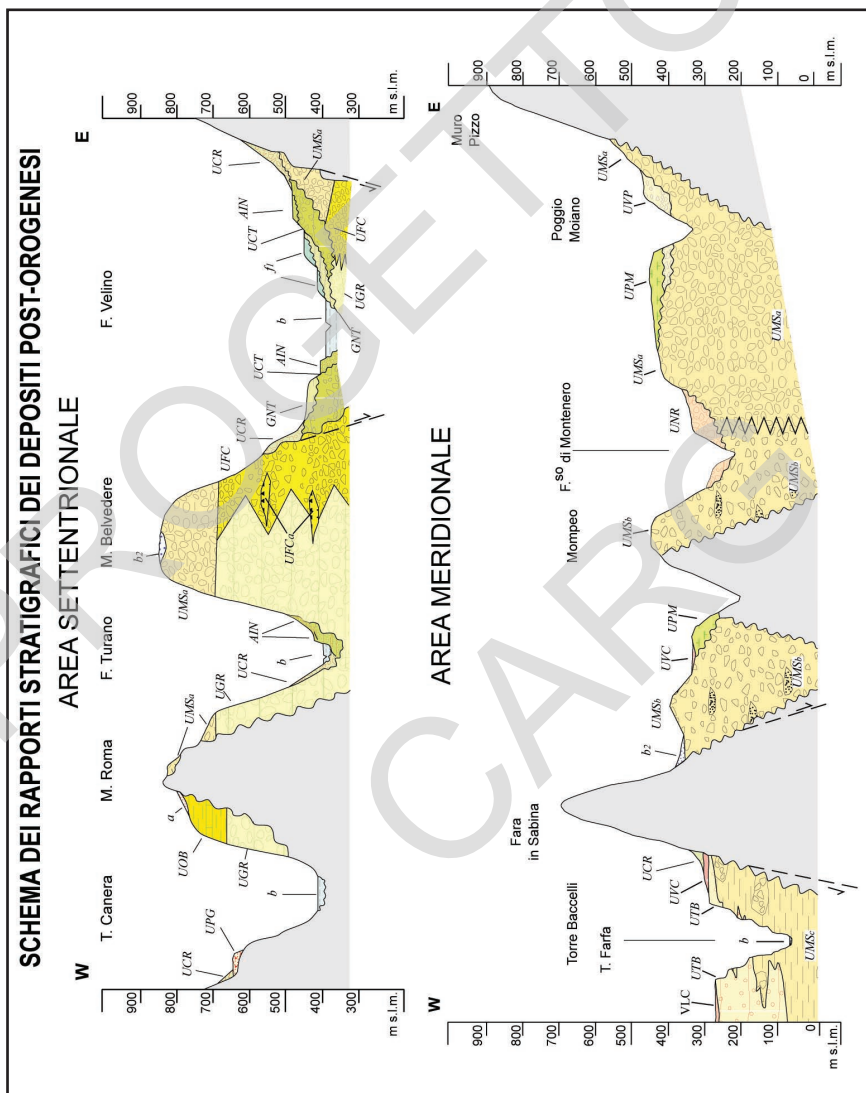


Fig. 2 - Schema dei rapporti morfo-litostatigrafici dei depositi plio-quadernari del Foglio 357-Cit-taducale.

3.1. - SUPERSINTEMA DEL BACINO TIBERINO

Sintema del paleo-Farfa

I depositi di questo sintema affiorano in un'ampia fascia allungata in direzione meridiana, dalla Piana di Rieti verso sud fino ad Osteria Nuova, quindi in una fascia allungata in direzione E-O, fino al bordo occidentale del Foglio, dove le dorsali dei M.ti Sabini e dei M.ti di Fara in Sabina delimitano ad est la Valle del Tevere. Il limite inferiore di questo sintema è caratterizzato da una superficie molto articolata che incide profondamente il substrato, prevalentemente carbonatico, orogenizzato. L'appoggio, quindi, dei depositi di questo sintema sulle unità sottostanti è caratterizzato da una forte discordanza angolare. Incassati all'interno di questo sintema, grazie ad altrettante superfici di erosione, si trovano tutti gli altri depositi post-orogenesi affioranti nel Foglio 357-Cittaducale.

I depositi di questo sintema sono costituiti da conglomerati, limi e sabbie, all'interno dei quali, in base alle associazioni delle litofacies, alle paleocorrenti, alla litologia dei clasti e al contenuto fossilifero, sono state distinte sei unità litostratigrafiche:

- *Unità di Fosso Canalicchio (UFC)*;
- *Unità di Cenciara (UGR)*;
- *Unità di Ornaro Basso (UOB)*;
- *Unità di Monteleone Sabino (UMS)*;
- *Unità di Montasola (USL)*;
- *Unità di Torre Baccelli (UTB)*.

Le diverse associazioni di litofacies permettono di seguire il passaggio graduale da ambienti prossimali, nei settori settentrionali e nelle aree pedemontane (*Unità di Fosso Canalicchio*, *Unità di Cenciara* e *Unità di Montasola*), verso ambienti via via più distali (*Unità di Ornaro Basso* e *Unità di Monteleone Sabino*), fino all'antica linea di costa, situata sul versante occidentale dei Monti Sabini e dei Monti di Fara in Sabina, che segna il passaggio all'*Unità di Torre Baccelli*.

Numerosi sono gli studi sulla stratigrafia dei depositi di questo sintema (AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; BERTINI & BOSI, 1976; BOSI *et alii*, 1989; BOSI & MESSINA, 1992; BARBERI & CAVINATO, 1993; BARBERI *et alii*, 1995).

3.1.1. - *Unità di Fosso Canalicchio (UFC)*

Questa unità affiora nel settore NE del Foglio. È costituita da conglomerati grossolani a clasti arenacei e calcarei, con diametro generalmente maggiore di 20 cm, nei quali si intercalano livelli di conglomerati a granulometria più fine e livelli sabbiosi. Sono organizzati in bancate metriche mal definite, e sono general-

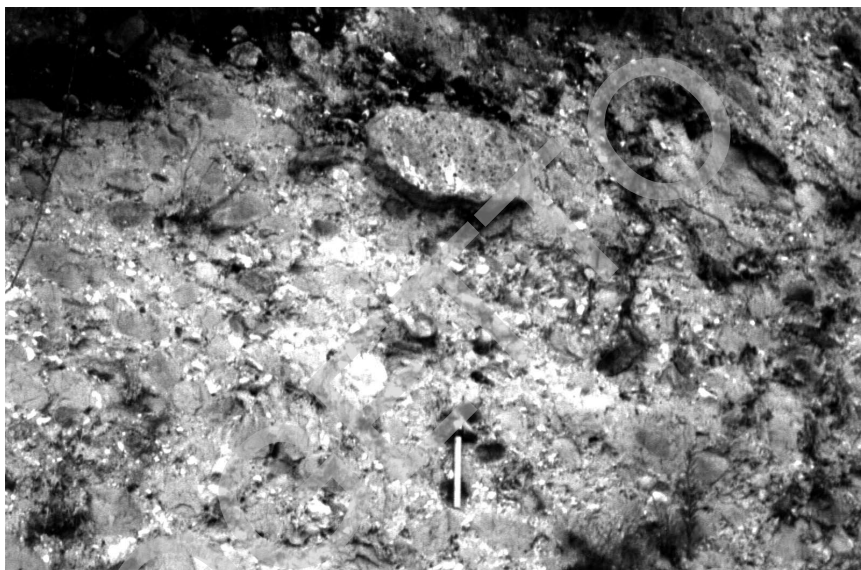


Fig. 4 - Località Rocca Ranieri. Conglomerati eterometrici costituiti prevalentemente da clasti arenacei, riferibili all'Unità di Fosso Canalicchio.

mente poco cementati, per la presenza di sabbia nella matrice e per l'alterazione dei clasti arenacei, che costituiscono fino al 70-80 % del sedimento (fig. 4).

Nei settori situati al vertice NE del Foglio 357-Cittaducale, affiorano litologie più eterogenee, con corpi a geometria lenticolare formati da blocchi calcarei e arenacei di dimensioni metriche (Concerviano, Pratoiani, Monte Varano, Fosso Canalicchio), breccie caotiche a blocchi arenacei metrici (Concerviano, San Martino) e corpi a clasti calcarei e marnosi, con abbondante matrice limosa biancastra (Concerviano, San Martino). A questi litotipi si intercalano, a diverse altezze stratigrafiche, corpi di breccie di spessore e volume molto variabili (UFC_a), i maggiori dei quali raggiungono spessori di alcune decine di metri ed estensioni laterali di diverse centinaia di metri (Breccie di Rocca Ranieri, Rocca Ranieri, Monte Varano) (BOSI, 1989; BARBERI & CAVINATO, 1993; CAVINATO, 1993).

I clasti arenacei derivano dallo smantellamento delle successioni torbiditiche silicoclastiche, sin-orogenesi; i clasti calcarei sono rappresentati da litotipi provenienti dalle successioni di piattaforma carbonatica, affiorante a est del margine del Foglio (numerosi i ciottoli con macrofossili riferibili a rudiste e nerinee), e dalla parte alta della successione sabina del settore orientale del Foglio (clasti con brecciole a macroforaminiferi, marne con spicole di spugna, calcareniti a punti rossi).

Il limite superiore dell'unità è costituito dal passaggio ai depositi dell'Unità

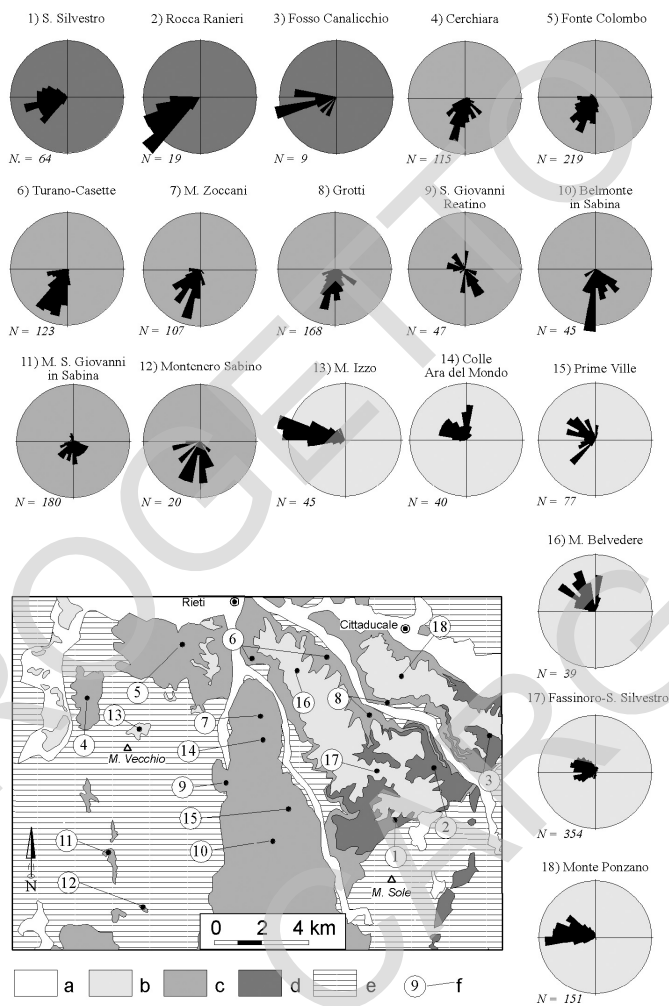


Fig. 5 - Diagrammi a rosa delle paleocorrenti misurate nel settore nord-orientale del Foglio nei depositi conglomeratici dell'Unità di Fosso Canalicchio, dell'Unità di Cenciara e dell'Unità di Monte Leone Sabino. Il numero del diagramma si riferisce allo schema di ubicazione. Nella parte inferiore è indicato il numero dei dati proiettati in ciascun diagramma (in corsivo). I singoli petali si sviluppano nel senso della corrente. Hanno un'ampiezza di 10° e la loro lunghezza è calcolata come la percentuale di dati che ricade all'interno dello spazio angolare di un petalo. Il cerchio esterno dei diagrammi corrisponde alla lunghezza di un petalo nel quale ricadono il 20% dei dati proiettati; lo sfondo del cerchio indica l'unità in cui è stata effettuata l'analisi, così come indicato nello schema di ubicazione. a) Unità ubiquitaria e Supersistema della Conca di Rieti; b) Unità di Monte Leone Sabino; c) Unità di Cenciara; d) Unità di Fosso Canalicchio; e) Successioni sin-orogenesi e pre-orogenesi; f) ubicazione dei diagrammi.

di Monteleone Sabino, con una graduale diminuzione di granulometria e un lento passaggio a litofacies decisamente più organizzate. Il limite inferiore è costituito dall'appoggio discordante sul substrato carbonatico orogenizzato. I depositi di questa unità passano lateralmente, spostandosi verso ovest, a quelli dell'Unità di Cenciara. Tale eteropia si realizza con una serie di interdigitazioni tra i depositi delle due unità osservabili nella valle del F. Salto, tra Grotti e Rocca Ranieri, e in minor misura nella valle del F. Turano, lungo il versante destro, tra Rocca Sini-balda e Magnalardo.

Le litofacies indicano un ambiente deposizionale di conoide alluvionale, con caratteri decisamente prossimali al vertice NE del Foglio, che passano verso facies più distali spostandosi verso ovest.

Le paleocorrenti, la litologia dei clasti e le variazioni delle litofacies indicano apporti da E verso O e da NE verso SO (fig. 5).

Lo spessore affiorante dell'Unità di Fosso Canalicchio varia da poche decine di metri (Pratojanni, Longone Sabino) a circa 270 m (M. Varano, Rocca Ranieri).

Pliocene superiore

3.1.2. - Unità di Cenciara (UGR)

Gli affioramenti più estesi di quest'unità si trovano nel quadrante NE del Foglio. È formata da depositi sempre ben cementati, costituiti da conglomerati eterometrici clasto-sostenuti, a clasti calcareo-marnosi con diametro generalmente compreso tra 5 e 15 cm. Sono generalmente poco organizzati, con strati piano-paralleli, da decimetrici a metrici, spesso amalgamati a formare potenti bancate spesse da 5 a 20-30 m (valle del F. Turano e valle del F. Salto; fig. 6). Si intercalano livelli di clasti più grossolani, embricati, con diametro di 20-40 cm. Nei settori nord-orientali si intercalano corpi caotici lenticolari di breccie a matrice fangosa, in facies di *debris-flow*. Sono inoltre presenti, a diverse altezze stratigrafiche, orizzonti spessi fino a 2-3 m, costituiti da calcareniti laminate, limi carbonatici e subordinate lenti conglomeratiche a clasti centimetrici, con livelli rosa debolmente alterati. La frazione conglomeratica di questa unità è costituita per la maggior parte (almeno l'80 %) da clasti riferibili ai termini della successione umbro-sabina e subordinatamente a quelli della piattaforma laziale-abruzzese, mentre i clasti arenacei e le frazioni sabbiose silicoclastiche, derivate dal disfacciamento delle successioni torbiditiche, sono assenti (fig. 7) (CAVINATO & PAROTTO, 1992; BARBERI & CAVINATO, 1993; CAVINATO, 1993).

In alcuni punti della parte basale dell'unità, dove i depositi sono confinati tra gli alti morfologici del substrato carbonatico, la composizione litologica dei conglomerati è fortemente influenzata dai litotipi del substrato stesso. Risulta, infatti, una locale abbondanza di clasti calcareo-marnosi rossi e grigioverdi, derivati



Fig. 6 - Valle del Salto, tra gli abitati di Grotti e Casette (vista verso NO). Nella parte bassa del versante destro della valle si notano le potenti bancate di depositi conglomeratici riferibili all'Unità di Cenciara. Nella parte alta, priva di bancate evidenti, affiorano i depositi dell'Unità di Monteleone Sabino.

dallo smantellamento dei litotipi della *Scaglia rossa* e/o delle *Marne a fucoidi*. Ciò si riflette anche sulla composizione della matrice, che assume, in questi casi, un colore rosso (Cerchiara, Maglianello basso, S. Giovanni Reatino, valle del F. Salto a "Casale de Annella").

La granulometria dei depositi diminuisce spostandosi da nord verso sud, con il graduale passaggio a litofacies con stratificazioni e laminazioni meglio definite, con la diminuzione dello spessore delle bancate conglomeratiche e l'aumento della frazione calcarenitica e limosa.

Nelle porzioni settentrionali del Foglio, le paleocorrenti misurate indicano apporti da N verso S (Poggio Fidoni, Monte San Giovanni in Sabina, Rieti, S. Elia Reatino) e da NO verso SE (valle del F. Salto, valle del F. Velino, valle del F. Turano) (fig. 5).

Nel settore meridionale, i clasti sono da subarrotondati ad angolosi, in media subangolosi, la matrice è abbondante e costituita da limi di natura prevalentemente carbonatica o marnosa. Le facies conglomeratiche non mostrano un'organizzazione preferenziale, rari sono i clasti embricati; a volte, specialmente al passaggio con l'**UOB**, si osservano strati di carbonati laminati, spessi intorno ai 20 cm. Le paleocorrenti registrate dalle embricature mostrano una direzione dei flussi verso O e SO.

L'organizzazione massiva dei depositi ghiaiosi, la grande abbondanza di

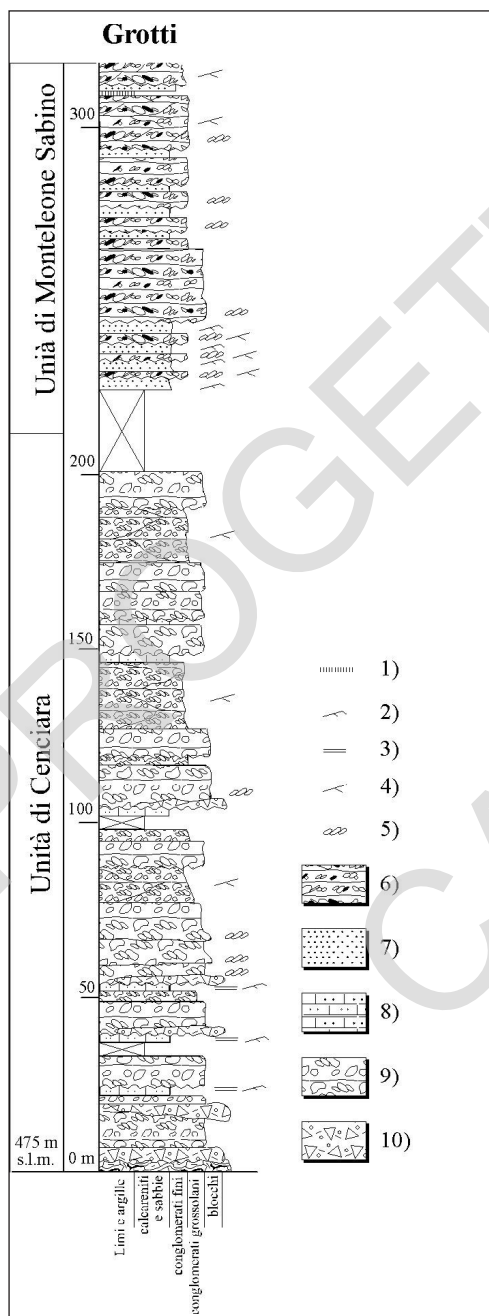


Fig. 7 – Colonna stratigrafica schematica della valle del F. Salto. Sono schematizzati i depositi dell'Unità di Cenciara e, nella parte alta, una porzione dell'Unità di Monteleone Sabino. 1) Materiale di suolo; 2) laminazioni incrociate; 3) laminazioni parallele; 4) stratificazioni incrociate; 5) clasti embricati; 6) conglomerati a clasti arenacei; 7) sabbie; 8) calcareniti; 9) conglomerati a clasti calcarei; 10) brecce con matrice.

matrice e la scarsità di strutture sedimentarie, come stratificazioni incrociate ed embricature, indicano che i flussi sedimentari erano caratterizzati da un'alta concentrazione e da un'alta velocità di deposizione (flussi iperconcentrati). Le facies sedimentarie indicano passaggi da depositi prossimali a depositi distali, che si verificano spostandosi verso S e verso SE.

L'omogeneità petrografica e il basso grado di arrotondamento dei clasti indicano la prossimalità dell'area sorgente. Secondo questi aspetti l'**UGR** può essere interpretata come prodotta da uno o più conoidi alluvionali che convergevano nel centro di un bacino sedimentario chiuso, dove i processi sedimentari erano caratterizzati dalla deposizione di carbonati prodotti in sistemi lacustri chiusi (*Unità di Ornaro Basso*).

Il contenuto fossilifero è rappresentato da frustoli vegetali, frammenti lignitici, e scarsi frammenti di molluschi (*Bithynia* sp., *Pomatias elegans* MÜLLER, *Cochlostoma* sp. e *Carichium* sp.) (BARBERI *et alii*, 1995).

Il limite superiore dell'unità è rappresentato generalmente dal contatto con i depositi dell'*Unità di Monteleone Sabino* o dal graduale passaggio all'*Unità di Ornaro Basso*. Solo lungo la porzione orientale della valle del F. Salto, il limite superiore corrisponde al contatto con una delle interdigitazioni dell'*Unità di Fosso Canalicchio* che si interpone tra l'*Unità di Monteleone Sabino* e quella di *Cenciara*. Il limite inferiore, che nei settori meridionali non è mai in affioramento, è rappresentato dal contatto discordante con il substrato carbonatico. Verso est, i depositi di questa unità passano lateralmente ai depositi dell'*Unità di Fosso Canalicchio* (**UFC**); una serie di interdigitazioni tra i depositi delle due unità sono osservabili nella valle del F. Salto, tra Grotti e Rocca Ranieri, e in minor misura nella valle del F. Turano, nella zona di Rocca Sinibalda e, lungo il versante destro, tra Rocca Sinibalda e Magnalardo. Verso sud e verso ovest, passano lateralmente, e verso l'alto, ai depositi dell'*Unità di Ornaro Basso*.

In questi settori, le locali variazioni di spessore connesse con il passaggio laterale tra queste due unità riducono l'**UOB** a pochi metri, fino a farla scomparire presso Rocca Sinibalda. In questo punto l'**UGR** è in contatto diretto con l'**UMS** (fig. 3).

Lo spessore affiorante di questa unità varia da 20-30 m (Monte San Giovanni in Sabina) ad oltre 350 m nella valle del F. Turano.

Pliocene superiore

3.1.3. - *Unità di Ornaro Basso* (**UOB**)

Questa unità è formata da limi calcarei e calcareniti, laminati e massivi, con livelli decimetrici marnoso-argillosi, ai quali si intercalano livelli e lenti conglomeratici ricchi di matrice, spessi da pochi centimetri a 1-2 m, che diminuiscono

di spessore spostandosi verso la parte alta dell'unità e verso i settori meridionali. Nella zona di Morini (sezione Poggio Fidoni) la base dell'unità è individuata da un orizzonte limoso-calcarenitico spesso 10-15 m. Nel settore meridionale, l'**UOB** si estende tra Ornaro Basso e Rocca Sinibalda, lungo una fascia diretta O-E, larga circa 5 km, che rappresenta la terminazione meridionale della sua massima estensione. Altri piccoli affioramenti (per un totale di circa 1 km²) sono presenti tra Monteleone Sabino e Poggio San Lorenzo. Nelle porzioni più meridionali del Foglio, l'**UOB** non affiora, e, in base a considerazioni di carattere sedimentologico, vi sono dubbi sulla sua presenza nel sottosuolo. I migliori e tipici affioramenti sono localizzati lungo la strada Salaria, nei pressi di Ornaro Basso.

L'**UOB** è una unità di carattere prevalentemente carbonatico (circa l'80% del volume) e solo subordinatamente ghiaioso (circa il 20% del volume). I carbonati (contenuto di CaCO₃ >85%) sono di colore bianco, sono costituiti da elementi delle dimensioni di un limo medio – fine, di norma non sono cementati e nella maggior parte dei casi sono massivi; possono comunque essere osservate lamine piano parallele e continue, spesse intorno al millimetro, legate a deboli variazioni di colore (bianco e grigio chiaro), connesse a differente contenuto degli elementi terrigeni e/o del materiale organico nei sedimenti. Resti di molluschi dulcicoli, prevalentemente decalcificati, sono conservati nei carbonati. Intercalati con i carbonati si osservano orizzonti di paleosuoli di colore grigio verdastro scuro o marrone scuro, spessi in media 10 cm, e contenenti una maggiore componente clastica. Il contenuto fossilifero è rappresentato da resti vegetali e molluschi. In un affioramento situato al km 65,200 della Via Salaria (Colli di Creta Bianca) all'interno dei limi sono presenti radici, strutture pedogenetiche, frammenti di carbone bruciato (*charcoal*) e due tronchi fossili in posizione fisiologica. Lo studio della serie affiorante in questa località ha permesso di riconoscere faune rappresentate da rari frammenti di molluschi terrestri e rari ostracodi (BARBERI *et alii*, 1995).

Le ghiaie (fig. 8) sono costituite da corpi con limite superiore piano e inferiore concavo, il loro spessore medio è intorno ai 4-5 m, con valori massimi di 10 m, le larghezze sono di poche decine di metri. Si osservano tuttavia anche corpi ghiaiosi spessi pochi decimetri di forma tabulare, estesi più di 100 m. Le ghiaie sono costituite da clasti, da subarrotondati ad angolosi, granulometricamente con moda di 3-4 cm, in abbondante matrice fine carbonatica. Relativamente frequenti sono clasti embriacati e macroforme del tipo *gravel-sheet bedform*, più rare si osservano piccole stratificazioni incrociate, dello spessore di pochi decimetri, connesse con il riempimento di piccole depressioni erosive. La totalità dei clasti (fig. 9A) indica una derivazione dell'apporto sedimentario dai calcari della "successione carbonatica umbro-sabina" di età giurassico - oligocenica, testimoniando un apporto da aree contermini. Le direzioni delle paleocorrenti registrate dai clasti embriacati indicano un flusso degli elementi clastici proveniente da NO-NE o E-NE. I carbonati sono interpretati come prodotti di sedimentazione biogenica o bioin-

dotta lacustre. Le laminazioni piano parallele e continue sono tipiche di sistemi lacustri di piccole dimensioni. La deposizione carbonatica e l'assenza di materiale clastico è conseguenza della sedimentazione in sistemi lacustri chiusi, con aree di drenaggio limitate alle "successioni carbonatiche umbro-sabine". I sistemi lacustri avevano una profondità bassa, come testimoniato dalle frequenti intercalazioni con orizzonti di paleosuoli. Le faune, raccolte in prossimità del contatto con il substrato, indicano probabilmente la vicinanza della linea di riva.

Le ghiaie di forma piano-concava costituiscono riempimenti di corpi di canali nastriformi (*ribbon*). Il riempimento era spesso caratterizzato da un solo evento sedimentario (*uni-storey*). I flussi deposizionali possedevano alta concentrazione e alta velocità di sedimentazione, in modo da produrre sedimenti con scarsa organizzazione tessiturale.

L'**UOB** può essersi formata in un sistema lacustre endoreico, circondato da piccoli conoidi alluvionali che progradavano o retrogradavano in funzione delle variazioni del livello del lago e/o dell'apporto clastico. I canali ghiaiosi di tipo nastriforme sono interpretati come canali distali dei sistemi di conoide che tagliavano la piana fangosa durante i bassi livelli del lago.



Fig. 8 – Unità di Ornarò Basso (UOB) affiorante nei pressi della omonima località, Strada Statale Salaria n.4. Corpi di conglomerati a base concava e sommità piana, con tipica forma "a ribbon" (A), sono all'interno di prevalenti depositi calcarei granulometricamente delle dimensioni di un limo (B). I conglomerati sono legati al riempimento di canali fluviali nastriformi, mentre i depositi calcarei sono interpretati come depositi di laghi chiusi di bassa profondità. L'affioramento è alto circa 12 m.

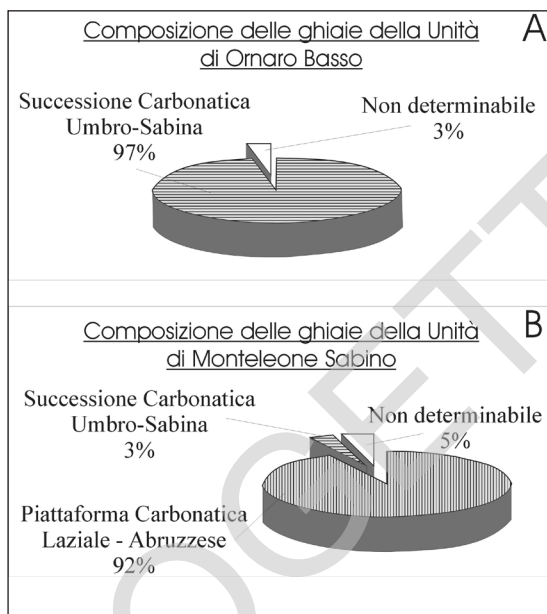


Fig. 9 – **A.** Distribuzione petrografica dei clasti di ghiaie di dimensione maggiore a 2 cm, nei depositi di canale dell'Unità di Ornaro Basso. **B.** Distribuzione petrografica dei clasti di ghiaie di dimensione maggiore a 2 cm, appartenenti ai depositi di canale fluviale della Associazione conglomeratica dell'Unità di Monteleone Sabino (UMSa). Clasti di arenarie provenienti dai depositi sin-orogenesi di avansfossa non appaiono nel diagramma in quanto non hanno una rilevanza statistica, tuttavia costituiscono un elemento di grande importanza nella distinzione e interpretazione genetica dell'UMSa.

Lo spessore affiorante di questa unità varia da 30 - 40 m (Belmonte in Sabina, Colli di Creta bianca) a circa 100 m (Morini, La Bandita). In prossimità di Rocca Sinibalda, lo spessore si riduce al disotto dei 10 m, fino localmente ad annullarsi, per l'eterotopia dell'UOB con l'Unità di Cenciara (fig. 3).

Il limite superiore di questa unità coincide con la base dei depositi dell'Unità di Monteleone Sabino; dove questi depositi non sono presenti (area di Morini - La Bandita), la parte superiore dell'unità è erosa. Verso il basso e lateralmente, l'UOB passa gradualmente ai depositi dell'Unità di Cenciara.

Nella parte occidentale e centrale del II quadrante del Foglio 357- Cittaducale il limite inferiore dell'UOB non affiora; nella parte orientale il limite inferiore è costituito dall'Unità di Cenciara. L'UOB è in contatto superiormente con l'Associazione conglomeratica dell'Unità di Monteleone Sabino (UMS_a); questo contatto è graduale ed interdigitato, indicando un'interazione dei due sistemi deposizionali per un determinato tempo, prima che il secondo prendesse il sopravvento. Due elementi sono a sostegno di tale affermazione: a) lungo la SP Rocca Sinibalda - Rieti, nei pressi di Rocca Sinibalda, un livello di breccie calcaree (*Strato di Rocca Sinibalda*, un evento deposizionale di carattere catastrofico) taglia indistintamente strati dell'UOB e dell'UMS_a, testimoniando il sincronismo delle due unità deposizionali; b) nei pressi del Campo Sportivo di Belmonte in Sabina, in una sezione verticale, sono osservate alternanze di depositi carbonatici e conglomerati tipici dell'UOB, con corpi sabbiosi silicoclastici, tipici dell'UMS_a.

Pliocene superiore

3.1.4. - *Unità di Monteleone Sabino (UMS)*

Questa unità ha un'ampia estensione nell'area del Foglio, affiora, infatti, dalla Piana di Rieti fino ad Osteria Nuova e da qui fino a Fara in Sabina, Poggio Mirteto, Montasola. A ovest, l'*Unità di Monteleone Sabino* si spinge oltre i limiti del Foglio. L'**UMS** corrisponde ad un grande sistema fluviale (*Associazione conglomeratica – UMS_a* e *Associazione conglomeratico-sabbiosa – UMS_b*), che ad ovest passava ad una piana deltizia (*Associazione sabbioso – pelitico - conglomeratica – UMS_c*), e a sud-ovest ad un sistema marino costiero (*Unità di Torre Baccelli - UTB*). Le caratteristiche del sistema fluviale variavano lungo la direzione del suo corso, generando corpi con differente disposizione e distribuzione di ghiaie, sabbie e peliti. Per questo motivo, i rilevamenti eseguiti hanno permesso di distinguere diverse associazioni di litofacies che, procedendo da nord a sud e da est a ovest, sono:

- *Associazione conglomeratica*, affiorante tra la Piana di Rieti, a nord, e Osteria Nuova, a sud (**UMS_a**);
- *Associazione conglomeratico-sabbiosa*, affiorante tra Osteria Nuova e Montopoli, e a ovest di Montasola (**UMS_b**);
- *Associazione sabbioso-pelitico-conglomeratica*, affiorante nei settori più occidentali del Foglio (**UMS_c**);

I limiti tracciati tra queste differenti associazioni di litofacies sono solo indicativi, in quanto basati sulle diverse percentuali dei corpi ghiaiosi, sabbiosi e pelitici. Con gli attuali dati a disposizione risulta, infatti, impossibile definire in superficie o in profondità l'esatta proporzione di questi elementi e la conseguente esatta linea di separazione delle differenti associazioni.

Associazione conglomeratica (UMS_a) - L'*Associazione conglomeratica* è la più estesa, ed è sviluppata principalmente nella porzione N-S del bacino, tra la Piana di Rieti e Osteria Nuova. Questa associazione è costituita da ghiaie in matrice sabbiosa (**UMS_a**) e secondariamente da corpi sabbiosi e pelitici (**UMS_d**), la cui diffusione areale è inferiore al 15%, con prevalenza delle sabbie (fig. 10). Di norma il grado di cementazione dei corpi è basso.

I depositi di questa associazione di litofacies, sono costituiti, nei settori nord-orientali, da conglomerati clasto-sostenuti, con ciottoli calcarei e arenacei, arrotondati. Sono ben organizzati, con stratificazioni incrociate piane e concave e stratificazioni piano-parallele. Si intercalano sabbie ocracee a stratificazione incrociata, da sciolte a ben cementate, e livelli marnoso-argillosi con sottili livelli torboso-lignitici, ricchi di frustoli vegetali. Nella zona di Calcariola si intercalano conglomerati e breccie a clasti millimetrici e centimetrici, con elementi quasi esclusivamente calcarei. Nella zona di Belmonte in Sabina, si intercala un orizzonte spesso circa 20 m, costituito da un'alternanza di limi marnosi e calcarei, argille con resti vegetali (foglie e frustoli carboniosi) e sabbie a componente sili-



Fig. 10 – Tipico affioramento dei corpi conglomeratici fluviali dell'Associazione conglomeratica dell'Unità di Monteleone Sabino (UMS_a). A: stratificazioni incrociate concave che riempiono depressioni erosive (scour marks); B: gravel sheet bedforms in conglomerati apparentemente massivi; C: lenti di sabbie conservate sulla parte sommitale di piccole barre longitudinali. Il lato maggiore dell'oggetto indicato dalla freccia è 20 cm.

coclastica. A NO di Rocca Sinibalda, alla base dell'unità, è intercalato uno strato di breccie calcaree spesso 2-4 m, che si segue lateralmente per diverse centinaia di metri (*Strato di Rocca Sinibalda*).

Le dimensioni dei clasti diminuiscono, in linea generale, spostandosi verso sud e verso ovest, con un progressivo aumento della componente sabbiosa.

Le paleocorrenti indicano apporti generalmente da NE verso SO, che si dispongono da SE verso NO e da E verso O nella sezione Rieti Sud.

Nel settore meridionale d'affioramento, tra Ornaro Basso, Ginestra e Casaprota, le ghiaie formano corpi di spessore intorno a 6 m, spesso amalgamati, fino a formare sequenze di alcune decine di metri; l'estensione laterale, perpendicolarmente alla paleocorrenti, è di norma maggiore di 100 m. I clasti sono in contatto fra loro, da arrotondati a subarrotondati, con abbondante matrice sabbiosa fine o media. La media delle dimensioni massime dei clasti (*maximum particle size*) varia tra 10 e 12 cm, mentre la moda della distribuzione granulometrica è tra 4 e 6 cm. Di norma, le ghiaie sabbiose sono massive, sebbene a volte sono organizzate in stratificazioni incrociate concave, associabili a riempimento di piccole depressioni erosive sul fondo di canali fluviali. Si osservano clasti embricati e sottili

strati piano paralleli di clasti di maggiore dimensione, spessi intorno al decimetro, attribuibili a *gravel sheet bedform* (fig. 10). Sono visibili accumuli di clasti di maggiori dimensioni (*cluster bedform*) e lenti sabbiose che separano i differenti elementi architettonici ghiaiosi.

Nel settore meridionale, le successioni sabbiose osservate in affioramento non hanno uno spessore maggiore di 5 m; hanno una forma tabulare per almeno alcune decine di metri di estensione, perpendicolarmente alle paleocorrenti. Le sabbie sono fini o molto fini, massive o più raramente con laminazioni incrociate per *ripples* o stratificazioni incrociate concave con altezza inferiore a 15 cm. A volte sono intercalate con corpi tabulari pelitico-sabbiosi di colore grigio verdastro, non più spessi di 20 cm, attribuibili a paleosuoli per la presenza di tracce di radici, concrezioni calcaree, *slickenside* e strutture pedogenetiche.

Nel settore meridionale, le paleocorrenti danno indicazioni di flussi sedimentari verso S ed O, collocandosi, ad est di Torricella Sabina e Poggio Moiano, prevalentemente verso O.

Gli elementi della frazione conglomeratica dell'UMS_a sono riferibili ai litotipi della successione della piattaforma carbonatica laziale abruzzese, a quelli della successione di transizione umbro-sabina e a quelli terrigeni delle successioni torbiditiche silicoclastiche dell'avanfossa miocenica. Nei settori orientali i clasti riferibili alla successione di piattaforma carbonatica e quelli arenacei sono prevalenti (M. Belvedere, Fassinoro, M. Ponzano).

L'UMS_a è stata prodotta da un sistema fluviale che nel settore settentrionale del bacino aveva un drenaggio dai quadranti orientali verso quelli occidentali. Nei settori meridionali, da Ornaro Basso fino a Ginestra Sabina, il sistema di drenaggio si dispone secondo linee di flusso da N a S, mentre da Ginestra Sabina verso Frasso Sabino torna a scorrere verso O. Il bacino di drenaggio di tale sistema risulta essere maggiore e spostato verso est, rispetto a quello dei sistemi alluvionali dell'Unità di Ornaro Basso o dell'Unità di Cenciara. Il passaggio tra l'Unità di Ornaro Basso – Unità di Cenciara e l'UMS_a è graduale, ma sembra essere avvenuto in un tempo geologicamente breve, come conseguenza della riorganizzazione strutturale della generale forma del bacino sedimentario.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da faune scarse e spesso mal conservate. Nei livelli fini sono presenti frammenti di molluschi (gasteropodi e bivalvi). Nella zona di Belmonte in Sabina lo studio degli ostracodi, eseguito in due sezioni poco a nord dell'abitato, ha permesso di identificare specie dulcicole (BARBERI *et alii*, 1995). In aree situate poco a nord del Foglio, all'interno di depositi riferibili a questa unità, sono stati trovati resti di vertebrati riferibili a *Equus stenonis* COCCHI e *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis* (NESTI) (AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; CAVINATO *et alii*, 1990) e molluschi riferibili a *Teodoxus groyanus* e *Melanopsis affinis* (ESU & GIROTTI, 1991; ESU *et alii*, 1992).

Considerando queste faune, e i ritrovamenti di faune in siti situati nella parte

meridionale del Foglio, bisognerebbe attribuire tale unità al Pliocene superiore (Villafranchiano medio *sensu* GLIOZZI *et alii*, 1997) (vedi APPENDICE 1).

Il sistema fluviale che depositò le facies conglomeratiche dell'UMS_a può essere identificato come un sistema intrecciato, con canali poco profondi, caratterizzato da elementi architettonici di piccole dimensioni, con accrezione sottocorrente (prevalentemente piccole barre trasversali o longitudinali). I depositi sabbiosi e pelitici corrispondono a depositi di piana di inondazione (orizzonte di Belmonte in Sabina). La scarsa diffusione di essi è legata all'alta velocità di migrazione laterale dei canali, e alla conseguente alta capacità di erosione dei depositi di piana di inondazione.

Il limite con le unità sottostanti è stato tracciato in base alla litologia dei clasti, alle associazioni di litofacies e all'andamento delle paleocorrenti.

La disposizione degli strati è prevalentemente orizzontale o immergente verso SO. Ai margini del bacino, l'UMS_a è sovrapposta in *onlap* al substrato pre-pliocenico.

Le zone più rilevate delle dorsali comprese tra la valle del F. Velino e la valle del T. Ariana riflettono l'andamento di un'unica superficie, probabilmente riferibile alla superficie deposizionale sommitale dell'unità, attualmente profondamente incisa, rimodellata ed erosa; in altre zone il limite superiore dell'unità coincide con l'appoggio delle unità più recenti. Nei pressi di Poggio Moiano, il limite superiore è piano e concordante con un'unità ghiaioso-sabbiosa (*Unità di Villa Pepoli*) o con un'unità carbonatica (*Unità di Poggio Moiano*).

Il limite inferiore con i depositi dell'*Unità di Cenciara* e con l'*Unità di Orna-ro Basso*, anche se difficilmente osservabile, è generalmente netto e concordante alla scala dell'affioramento, tuttavia nella zona di Belmonte in Sabina sono presenti lenti e sfrangiamenti al contatto tra le due unità, riferibili ad una parziale eteropia. Il limite con l'*Unità di Fosso Canalicchio* è invece graduale e si realizza con il passaggio, dal basso verso l'alto, dalle facies grossolane e caotiche, dell'*Unità di Fosso Canalicchio*, a quelle ben organizzate dell'*Unità di Monteleone Sabino*. Spostandosi da est verso ovest, passando quindi dalle facies prossimali verso quelle distali, si passa anche a facies più organizzate. Ad ovest del F. Turano, le litofacies dei depositi a clasti arenacei sono riferibili all'*Unità di Monteleone Sabino*.

Lo spessore affiorante varia da 20-30 m (Castel S. Benedetto, Monte Izzo) ad oltre 200 m (Monte Ponzano). Nel settore meridionale del Foglio, lo spessore deducibile dalle sezioni geologiche è di circa 300 m.

Pliocene superiore

Associazione conglomeratico-sabbiosa (UMS_b) – Questa associazione si estende per circa 40 km² nella porzione E-O del bacino dell'UMS, tra Frasso Sabino - Casavoltagfonte (limite orientale) e Farfa - Bocchignano (limite occidentale). Gli strati hanno prevalentemente un assetto orizzontale, ma nella parte più

occidentale, e in corrispondenza di disturbi tettonici locali, gli strati immergono verso SO.

L'**UMS_b** è costituita da corpi ghiaiosi (80-75% della diffusione areale) e sabbioso-pelitici (20-25% della diffusione areale).

I corpi ghiaiosi (**UMS_b**) hanno spessore tra 5 e 7 m, larghezza maggiore di 50 m (perpendicolarmente alle paleocorrenti), ma, contrariamente all'**UMS_a**, i corpi amalgamati sono rari e, tra un litosoma ghiaioso e l'altro, sono presenti sabbie e/o peliti. La base è spiccatamente erosiva e spesso sottolineata da mesoforme erosive del tipo *gutter cast*. I clasti sono da subarrotondati ad arrotondati; petrograficamente si osservano gli stessi aspetti visti nell'**UMS_a**, con la tipica presenza di rari clasti arenacei. Tuttavia, le caratteristiche granulometriche sono inferiori rispetto all'**UMS_a**: il *maximum particle size* è di 8-9 cm, mentre la moda delle dimensioni granulometriche è di 3-5 cm.

Nonostante siano frequenti ghiaie massive, i corpi ghiaiosi dell'**UMS_b**, rispetto quelli dell'**UMS_a**, sono più organizzati. Nell'**UMS_b** sono frequenti stratificazioni incrociate di ghiaie sabbiose, alte fino ad 1,5 m, e clasti embricati. Allineamenti di ciottoli di granulometria maggiore dei circostanti, formano lenti appiattite, spesse fino a 20-30 cm, che corrispondono a depositi residuali (*lag*) alla base di *gravel sheet bedforms*. Lenti di sabbie, spesse tra 7 e 20 cm, estese per 4-5 m, e caratterizzate da laminazioni piano parallele o stratificazioni incrociate, alte fino a 20 cm, si alternano ai corpi ghiaiosi. La porzione superiore dei corpi ghiaiosi, per spessori fino a 2 m, è spesso costituita da alternanze di strati sabbiosi e ghiaiosi, verso l'alto con prevalenza delle sabbie. I litosomi ghiaiosi sono identificabili come sequenze "*fining and thinning upward*" (fig. 11). A volte, la loro porzione superiore mostra stratificazioni incrociate a basso angolo (fino a 5°), eterolitiche, interpretabili come superfici di accrezione laterale.

I litosomi ghiaiosi sono intercalati a corpi sabbiosi e pelitici (**UMS_c**), che formano strati tabulari, spessi anche più di 10 m e con larghezza dell'ordine del centinaio di metri (perpendicolarmente alla paleocorrenti). Le sabbie sono fini o molto fini, limose, di colore marrone giallastro, spesse più di 5 m; a volte mostrano stratificazioni incrociate concave o laminazioni incrociate, ma spesso sono massive. Le sabbie sono alternate a corpi tabulari di limi argilloso-sabbiosi di colore grigio bluastrò scuro o grigio verdastro scuro, spessi fino a 50 cm, attribuibili a paleosuoli per la presenza di tracce di radici, resti di molluschi terrestri e di noduli calcarei. I dati delle paleocorrenti provengono da misure delle embricature e indicano direzione dei flussi sedimentari verso SO-NO, con moda principale verso O, indicando un sistema fluviale con principale drenaggio verso ovest.

L'**UMS_b** è stata prodotta da un sistema fluviale con caratteristiche differenti da quello che generò l'**UMS_a**. Questo sistema fluviale era caratterizzato da una minore velocità del flusso idrico, come testimoniato dalla generale diminuzione delle caratteristiche tessiturali dei corpi ghiaiosi (moda e *maximum particle size*



Fig. 11 – Corpi conglomeratici o ghiaiosi dell'Associazione ghiaioso-sabbiosa dell'Unità di Monteleone Sabino (UMS_b). I corpi ghiaiosi di canale fluviale sono più organizzati di quelli della UMS_a . Spesso, come in foto, si osservano sequenze di riempimento del tipo *fining upward* e *thinning upward*. L'affioramento è spesso circa 5.5 m.

delle dimensioni dei clasti) e dalla maggiore frequenza di strati sabbiosi nei corpi ghiaiosi di canale fluviale. I corpi ghiaiosi di canale mostrano una maggiore organizzazione, rispetto quelli dell' UMS_a , indicando flussi più continui e regolari. Il riempimento in sequenze "*fining and thinning upward*" rappresenta un graduale abbandono di porzioni del canale per riempimento progressivo con elementi sedimentari, che in alcun caso erano costituiti da barre marginali con accrezione laterale.

Per comodità cartografica, sono stati inseriti in questa associazione anche i corpi ghiaiosi affioranti nel settore a ovest di Montasola, che individuano un antico sistema deposizionale fluviale sviluppato secondo la direzione nord-sud ("paleo-Aia"). Qui affiorano ghiaie ben addensate formate da clasti ben arrotondati, prevalentemente calcarei, di dimensioni medie comprese tra 5 e 15 cm.

Il fiume responsabile della deposizione dell' UMS_b era probabilmente più organizzato e profondo di quello dell' UMS_a e possedeva minori capacità di migrazione laterale. Tale fatto, unito alla minore velocità del flusso idrico, ha permesso una maggiore conservazione dei depositi di piana di inondazione, rappresentati dalle sabbie e peliti.

La base di questa unità non è nota; ai margini del bacino, l' UMS_b è in contatto con il substrato pre-pliocenico. Si esclude che la base dell' UMS_b sia l'*Unità di Ornaro Basso* o l'*Unità di Cenciara*, perché da considerazioni di carattere sedimentologico e secondo l'evoluzione ricostruita dell'intero bacino sedimentario, è plausibile che queste ultime due unità siano state limitate alla porzione N-S dello stesso (figg. 2 e 3). Con contatto di tipo concordante, ma non in continuità di sedimentazione, l' UMS_b è localmente coperta dal *Sistema di Poggio Moiano (UPM)* e dal *Sistema di Castelnuovo di Farfa (UVC)*. Il contatto con il *Sistema del Fosso di Montenero (UFM)* è discordante e caratterizzato da una superficie concava erosiva. Il massimo spessore dell'unità è di circa 300 m.

Resti di macrofossili, oltre quelli indicati per l' UMS_a , non sono stati trovati durante il rilevamento. Tuttavia, in letteratura sono noti ritrovamenti di vertebrati presso Bocchignano e Castel San Pietro, la cui revisione ha permesso l'attribuzione di questa associazione al Pliocene superiore (vedi APPENDICE 1).

Associazione sabbioso-pelitico-conglomeratica (UMS_c) – L' UMS_c si estende nella porzione occidentale del Foglio ed è correlabile con la *Formazione di Poggio Mirteto* (MANCINI *et alii*, 2004). Le migliori esposizioni sono localizzate pochi chilometri a sud-ovest di Poggio Mirteto, ad ovest di Montopoli in Sabina e sul lato sinistro della Valle del Farfa, in corrispondenza del toponimo Collacchia. Dal punto di vista dell'assetto strutturale l' UMS_c è caratterizzata da un settore meridionale con giaciture degli strati orizzontali e dai settori centrale e settentrionale con immersione degli strati verso NO o SO, inclinati tra 7° e 15°.

Dal punto di vista deposizionale, l' UMS_c rappresenta la porzione più distale della UMS , come testimoniato principalmente dai dati della distribuzione delle paleocorrenti, che danno direzioni dei flussi dei canali principalmente da est verso ovest. Il limite con la UMS_b è un limite convenzionale, che vuole indicare una fascia diretta circa nord-sud in cui si passa ad un'associazione costituita prevalentemente da peliti e sabbie (~90%) e secondariamente da ghiaie o conglomerati (~10%).

L' UMS_c è caratterizzata da due principali elementi di architettura deposizionale: corpi pelitico-sabbiosi (UMS_e) e corpi conglomeratici o ghiaiosi (UMS_f) (fig. 12).

I corpi pelitico-sabbiosi (UMS_e) sono caratterizzati da alternanze verticali di sabbie fini o molto fini, in genere spesse 1,5-2 m, con depositi limoso argillosi, spessi in media 20-60 cm; insieme formano successioni spesse più di 10 m. Le sabbie, spesse al massimo 3 m, sono caratterizzate da stratificazioni incrociate, alte pochi decimetri, o da laminazioni incrociate prodotte da *current ripples*, spesso rampicanti; frequentemente le sabbie sono alternate a sottili strati di depositi pelitici. I depositi limoso argillosi, contenenti spesso orizzonti lignitiferi, formano strati tabulari (larghi alcune decine di metri), spessi al massimo 2 m; in subsu-



Fig. 12 – L'Associazione sabbioso-pelitico-conglomeratica dell'Unità di Monteleone Sabino (UMS_c) mostra una prevalenza di depositi fini (A) caratterizzati da peliti, che rappresentano depositi di piana di inondazione fluviale in parte pedogenizzati. Rari corpi ghiaioso-sabbiosi di canali fluviali con base erosiva (B) si intercalano alla successione pelitica. L'intero affioramento è alto 5 m.

perficie hanno colore grigio bluastrò e mostrano a volte lamine piano parallele. Frequentemente i depositi pelitici contengono foglie o altri resti vegetali terrestri, resti di alghe Characeae e molluschi, attribuibili ad organismi dulcicoli (*Planorbis* sp., *Bithynia* sp., *Valvata* sp., *Viviparus* sp.) o anche salmastri [*Cerastoderma glaucum* (BRUGUIÈRE), *Potamides tricinctus* (BROCCHI), *Theridium vulgatum* (BRUGUIÈRE), *Melanopsis affinis* FÉRUSSAC e *Theodoxus groyanus* (FÉRUSSAC)]. Alla successione dei corpi pelitico-sabbiosi si alternano paleosuoli, formati su depositi pelitici e/o sabbiosi. I paleosuoli sono caratterizzati da molluschi terrestri, tracce di radici, *slickensides* e strutture pedogenetiche.

I conglomerati, o ghiaie (UMS_f), sono formati da corpi spessi 4-5 m, larghi (in direzione N-S) poche decine di metri, con contatti basali erosivi e concavi, caratterizzati da impronte di fondo tipo *gutter cast*. Nelle migliori esposizioni si osservano corpi conglomeratici caratterizzati da sequenze di riempimento *fining-upward*, e da superfici di accrezione laterale nella porzione superiore del corpo. Si osservano conglomerati sabbiosi con stratificazioni incrociate di base concava, alte più di 1 m, attribuibili al riempimento di depressioni erosive sul fondo di canali fluviali (*pool*). Lenti sabbiose piano convesse, spesse fino a 25 cm, sono alternate ai conglomerati; le sabbie mostrano stratificazioni incrociate concave o

laminazioni piano parallele. I corpi ghiaioso-conglomeratici sono clasto-sostenuti, con abbondante matrice sabbiosa; il *maximum particle size* è di 5 cm e la moda della distribuzione granulometrica dei ciottoli è intorno a 2 cm. I clasti di dimensione ruditica sono arrotondati, essi sono costituiti da elementi appartenenti alle successioni carbonatiche meso-cenozoiche della “piattaforma carbonatica laziale-abruzzese” e della “successione carbonatica umbro-sabina”, con una minima percentuale di clasti arenacei appartenenti a depositi silicoclastici d’avanfossa.

L’associazione pelitico-sabbiosa (UMS_c) testimonia la presenza di una estesa area di piana di inondazione, caratterizzata da aree emerse (paleosuoli), depositi di rotta fluviale (sabbie e sabbie alternate a sottili strati di peliti) e depositi lacustri (argille laminate con resti vegetali e molluschi dulcicoli).

I depositi ghiaioso-sabbiosi (UMS_p), appartenenti a canali fluviali, risultano essere ridotti rispetto alle altre due associazioni di facies (UMS_a e UMS_b); si è inoltre osservato che le dimensioni medie e massime dei clasti ghiaiosi diminuiscono drasticamente, testimoniando una minore energia della corrente nei canali e una maggiore distalità del sistema fluviale rappresentato dalla UMS . I sistemi fluviali erano più profondi ed organizzati, probabilmente costituiti da un solo canale (sistemi meandriformi *s.l.* o sistemi *wandering*).

Il contatto verso SO con depositi marini (*Unità di Torre Baccelli* – UTB), la presenza nei depositi dell’associazione pelitico-sabbiosa di molluschi di ambiente salmastro e le caratteristiche deposizionali del sistema alluvionale (canali fluviali di bassa energia, bassa capacità di migrazione laterale, piana di inondazione caratterizzata da aree perennemente o periodicamente allagate) sono elementi che permettono di attribuire l’ UMS_c ad un sistema deposizionale di piana deltizia.

Lo spessore, valutabile secondo dati stratimetrici, si aggira a valori maggiori o uguali a 350 m, il massimo spessore affiorante è di oltre 200 m. Il contatto inferiore non è conosciuto; a volte si dispone in *onlap* sul substrato pre-pliocenico. Il contatto con l’ UMS_b è interdigitato, probabilmente connesso a progradazioni e retrogradazioni dell’intero sistema fluviale. Generalmente, l’*Unità di Torre Baccelli* (UTB) si dispone al disopra della UMS_c ; tuttavia, alternanze verticali delle due unità sono state osservate sulla sinistra della Valle del Farfa, a nord del toponimo Colle del Dottore (figg. 2 e 3).

Per posizione stratigrafica questa unità è riferibile al Pliocene superiore.

3.1.5. - *Unità di Montasola* (USL)

L’ USL affiora limitatamente lungo l’appoggio con il substrato mesozoico, ad OSO di Montasola, tra quota 395 m e 435 m, e presso Poggio Catino, tra quota 270 m e 350 m. Nel primo caso si tratta di brecce, ben cementate da carbonato, massive, eterometriche, con clasti di dimensioni da centimetriche a blocchi di

diametro fino a 1,5 m, di natura calcarea con abbondante matrice sabbiosa. Presso Poggio Catino, si tratta di breccie grossolane ben stratificate in livelli decimetrici clinostratificati verso ovest, aventi pendenze fino a 18-20°, con clasti calcarei di diametro compreso tra 10 e 25 cm. In entrambe i casi, i depositi appartenenti a questa unità poggiano sul substrato mesozoico e sono in eteropia con i sedimenti fluviali dell'UMS_c. L'ambiente deposizionale è subaereo di conoide detritica.

Lo spessore è variabile ed è compreso tra 30 e 60 m.

Per posizione stratigrafica questa unità è riferibile al Pliocene superiore.

3.1.6. - Unità di Torre Baccelli (UTB)

L'Unità di Torre Baccelli (UTB) affiora solo in corrispondenza del margine sud-occidentale del terzo quadrante del Foglio, su una superficie non superiore a 7 km²; tuttavia, quest'unità si estende maggiormente fuori dal Foglio, più a sud e ad ovest. L'unità prende il nome dal toponimo "Torre Baccelli", dove sono localizzati i migliori e significativi affioramenti; altri ottimi affioramenti sono presenti in corrispondenza del toponimo Valle dell'Oppio, a nord di Grotta di Torri, mentre minori sono gli affioramenti verso est, nell'area di Coltodino. E' correlabile, in parte, con la *Formazione del Chiani-Tevere* (MANCINI *et alii*, 2004).

L'UTB è un complesso litologico generato principalmente dall'attività del moto ondoso, conseguentemente le caratteristiche geometriche e petrofisiche dei corpi sedimentari risultano essere completamente differenti da quelle dell'attigua Unità di Monteleone Sabino - Associazione sabbioso-pelitico-conglomeratica (UMS_c).

L'UTB è costituita prevalentemente da sabbie, con differente grado di cementazione (UTB_b), e secondariamente da ghiaie o conglomerati (UTB_a) e limi sabbioso-argillosi, che si alternano in diversa misura alla successione sabbiosa. Tessitualmente le sabbie variano da medie a molto fini, con prevalenza dei termini fini e molto fini; il grado di selezione è eccellente o molto buono. Queste costituiscono successioni continue con spessori misurati maggiori di 6 m, che mostrano laminazioni piano parallele, stratificazioni incrociate concave e increspature di onda (*wave ripples*). Le sabbie contengono sporadicamente resti di gusci di organismi marini (lamellibranchi, gasteropodi, artropodi), spesso conservati in fori di bioturbazione. La bioturbazione può essere presente in forma di tracce isolate, tipo *Ophiomorpha* e *Thalassinoides*, oppure può esser tanto abbondante da omogeneizzare il sedimento.

I conglomerati sabbiosi costituiscono solo una parte di questa unità (UTB_a); di norma conglomerati o ghiaie con moda granulometrica di 3-4 cm formano successioni spesse 4-5 m, caratterizzate da sottili strati di ghiaie, spessi da pochi centimetri a 30 cm, alternati a sabbie prevalenti; i clasti sono ben arrotondati e subsferici, frequentemente il contenuto in matrice sabbiosa è molto basso fino a formare strutture *open-work*. Tali successioni formano stratificazioni incrociate

piuttosto estese lateralmente e di bassa inclinazione (variabile tra 3° e 18° , maggiore dove la componente conglomeratica è maggiore); le stratificazioni incrociate costituiscono *set*, spessi alcuni decimetri, fino a 1 m, con differente immersione e tagliati fra loro da superfici erosive (fig. 13).

A volte, i conglomerati formano successioni di forma tabulare o prismatica, spesse circa 5 m, larghe alcune centinaia di metri, e costituite solo da conglomerati sabbiosi, mostrandoti stratificazioni incrociate a basso angolo.

In pochi casi (affioramento di Torre Baccelli) i conglomerati costituiscono litosomi con base concava erosiva e sommità piana o leggermente convessa, spessi al massimo 1,5 m; lateralmente questi corpi sono estesi fino a 30-50 m, chiudendosi a “becco di flauto”. Alcuni affioramenti tridimensionali permettono di osservare che la geometria di questi corpi è nastriforme. I clasti dei conglomerati sono arrotondati o molto arrotondati, tra essi si riconoscono elementi appartenenti alla “piattaforma carbonatica laziale-abruzzese”, calcareniti mioceniche e rare arenarie; le caratteristiche petrografiche dei clasti sono analoghe a quelle osservate nell’*Unità di Monteleone Sabino*.

Sabbie e ghiaie possono formare delle sequenze più grossolane verso l’alto (*coarsening upwards*), come quella osservata in una cava di estrazione di inerti a nord del toponimo Grotta di Torri.



Fig. 13 – *Alternanze di conglomerati e arenarie con elementi ben arrotondati e selezionati nell’Unità di Torre Baccelli rappresentano depositi di spiaggia emersa (foreshore). L’oggetto indicato con la freccia è lungo 7 cm.*

Sabbie alternate a limi sabbiosi (**UTB_b**) costituiscono successioni di spessore misurato di circa 8 m. Le sabbie mostrano spessori compresi tra 27 e 10 cm, possiedono una forma lenticolare e larghezza maggiore di 20 m; i limi sabbiosi hanno spessore da 1 cm a 4 cm e sono spiccatamente lenticolari, non essendo continui lateralmente più di 10 m. Le sabbie sono gradate, con base spesso leggermente erosiva, coperta da un *lag* di ciottoli molto fini e da sabbie medio-fini, che sono organizzate in laminazioni piano parallele o incrociate di basso angolo o concave (tipo *swale*); la parte superiore degli strati è formata da sabbie fini o molto fini e caratterizzata da increspature di onda (*wave ripples*) e strutture tipo *flaser*. I limi sabbiosi sono massivi o a volte laminati. Gallerie di bioturbazione, attribuibili a *Ophiomorpha*, *Skolithos* e *Thalassinoides*, interessano questa successione.

La frammentarietà degli affioramenti non ha permesso di costruire un modello verticale e orizzontale dell'**UTB**. Tuttavia è stato possibile identificare il sistema deposizionale e le principali caratteristiche architettoniche. Il sistema deposizionale dell'**UTB** era costituito da un'area costiera tra la linea media dell'alta marea e il livello base del moto ondoso. L'apporto clastico che proveniva da un sistema fluviale-deltizio dell'**UMS** era caratterizzato da sabbie e ghiaie; le ghiaie si depositavano in corrispondenza della spiaggia emersa (*foreshore*) o potevano riempire canali di riflusso (*rip current channels*), come nel caso descritto di Torre Baccelli. La spiaggia sommersa (*shoreface*) era caratterizzata principalmente da depositi sabbiosi, con stratificazioni incrociate concave, laminazioni piano parallele e strutture tipo *swale*. Le sabbie si intercalavano a volte con ghiaie sabbiose (spiaggia sommersa superiore) o con limi sabbiosi (spiaggia sommersa inferiore).

L'**UTB** è probabilmente costituita da varie sequenze di progradazione e retrogradazione dei corpi di spiaggia, come suggerito da dati di campo e dalle interdigitazioni cartografate tra **UMS_c** e **UTB**.

Lo spessore in affioramento dell'**UTB** è variabile da pochi metri ad alcune decine di metri, mentre quello calcolato è superiore a 100 m, ma è probabilmente maggiore in direzione sud ed ovest. Il contatto inferiore non è conosciuto; nell'area di Coltodino, l'**UTB** copre in *onlap* il substrato pre-pliocenico, dove quest'ultimo mostra anche forme di bioerosione legati a organismi marini litofagi. Al limite con l'**UMS_c**, nell'area a nord di Grotti di Torri, l'**UTB** si dispone sopra l'**UMS_c** e si alterna verticalmente con questa almeno due volte (fig. 2). Tali interdigitazioni sono state interpretate come plausibili progradazioni e retrogradazioni dei due sistemi deposizionali. Sono state osservate sovrapposizioni in *onlap* della **UTB** sull'**UMS_c**, al disopra di una superficie erosiva. Si ritiene che tale superficie possieda un significato locale, essendo funzione di processi di piccole dimensioni di retrogradazione del sistema costiero. Il *Sistema di Castelnuovo di Farfa* (**UVC**) copre l'**UTB** solo localmente.

Per posizione stratigrafica l'**UTB** è riferibile al Gelasiano (Pliocene superiore).

3.2. - SUPERSINTEMA DELLA CONCA DI RIETI

Tale supersintema comprende alcuni depositi terrazzati, fluviali e di conioide alluvionale, e lembi di depositi antichi di versante, affioranti in diverse zone dell'area rilevata. In particolare, comprende i depositi affioranti nella valle del Fiume Velino, dove sono stati riconosciuti diversi ordini di superfici terrazzate (6 ordini in BRUNAMONTE *et alii*, 1993a), le Breccie di Poggio Perugino e i depositi di versante antichi di Colle di Tora e di Longone Sabino. La discontinuità basale di questo supersintema corrisponde ad una importante superficie d'erosione che interessa il *Sintema del paleo-Farfa*, in cui risultano incassati i depositi del *Supersintema della Conca di Rieti*. La discontinuità sommitale è data da una superficie d'erosione su cui poggiano il *Sintema di Caporio (UCR)* e le coperture oloceniche.

Sono stati riconosciuti 5 sintemi principali:

- *Sintema di Castel di Tora (UTR)*;
- *Sintema di Poggio Perugino (UPG)*;
- *Sintema di Cittaducale (UCT)*;
- *Sintema di Casale Giannantoni (GNT)*;
- *Sintema di Torrente Ariana (AIN)*.

3.2.1. - *Sintema di Castel di Tora (UTR)*

Questo sintema è formato da breccie eterometriche a clasti prevalentemente calcarei e calcareo-marnosi, ben cementate, con clasti angolosi e molto angolosi, organizzati in corpi con struttura interna massiva, spessi 0,5-2 m. La stratificazione è spesso incerta, tuttavia, dove osservabile, è piano-parallela (Castel di Tora, Longone Sabino).

Questi depositi poggiano, con contatto erosivo e discordante, sul substrato meso-cenozoico e sui depositi dell'*Unità di Fosso Canalicchio*. La parte superiore dei depositi è rimodellata ed erosa. Affiorano nella zona compresa tra Castel di Tora e Longone Sabino, sulle pendici di rilievi che formano la dorsale del M. Navegna (sezione 357160 Lago del Turano) a quote di oltre 200 m superiori rispetto a quelle dell'attuale fondovalle.

Lo spessore affiorante di tali depositi è variabile, da circa 10-20 m nella zona di Longone Sabino a oltre 50 m a est di Castel di Tora.

Pleistocene medio

3.2.2. - *Sintema di Poggio Perugino (UPG)*

Questo sintema è formato da breccie eterometriche, a struttura caotica o stratificate. Le breccie a struttura caotica sono fortemente eterometriche, con elementi di dimensioni centimetriche, fino ai massi di dimensioni metriche che conservano ancora al loro interno la stratificazione originaria della roccia. La frazione a granulometria fine è subordinata. Affiorano nell'area di Casale Maestro (Poggio Perugino, Sezioni Poggio Fidoni e Monte San Giovanni in Sabina) a quote di 600 - 650 m s.l.m.

Sono, inoltre, presenti breccie stratificate a clasti prevalentemente calcarei, con matrice arrossata, da poco a ben cementati, affioranti in lembi isolati sui versanti dei rilievi carbonatici (Poggio Perugino, Villa Casale).

Il limite superiore corrisponde ad una superficie rimodellata ed erosa, situata a quote di oltre 200 m superiori rispetto a quelle dell'attuale fondovalle, sulla quale poggiano, a luoghi, i depositi continentali dei sintemi più giovani.

Il limite inferiore è costituito dal contatto erosivo e discordante sul substrato cenozoico.

Lo spessore affiorante di tali depositi è di 30 - 40 m.

Pleistocene medio

3.2.3. - *Sintema di Cittaducale (UCT)*

Questo sintema è costituito da conglomerati eterometrici a clasti calcarei, silicei e arenacei, da mediamente a ben cementati, con clasti da sub-arrotondati a sub-angolosi, organizzati in corpi a stratificazione piano-parallela e incrociata a basso angolo, nei quali si intercalano livelli a granulometria limo-sabbiosa. Tali depositi sono riferibili ad ambienti di conoide alluvionale e fluviali (Cittaducale) (**UCT_b**). Le paleocorrenti misurate nei conglomerati indicano apporti da NE, nei depositi di conoide, e da ESE, per i depositi fluviali. A est e a sud di Cittaducale il sintema è caratterizzato da breccie eterometriche da debolmente a ben cementate, con stratificazione piano-parallela ben definita, riferibili a depositi di versante (Cittaducale) (**UCT_a**).

I depositi del *Sintema di Cittaducale* sono incassati nelle unità continentali più antiche (**UGR** e **UMS_a**) e nel substrato carbonatico. Il limite superiore corrisponde ad una superficie rimodellata ed erosa, o al contatto erosivo con la base delle unità più recenti. Tale contatto è osservabile in affioramento al km 93,500 della S.S. 4 Salaria, dove risulta marcato da un paleosuolo spesso 50-100 cm, sopra il quale poggiano i depositi del *Sintema di Casale Giannantoni*. Il contatto con unità più giovani, costituite da depositi di travertino, affiora invece nella parte nord del paese di Cittaducale. La loro superficie sommitale, dove non sono sepolti da

unità più recenti, è situata a quote di oltre 100 m superiori rispetto al fondovalle attuale.

Il limite inferiore coincide con il contatto erosivo e discordante sulle unità più antiche e sul substrato. In particolare, il contatto erosivo e discordante sui depositi del *Sintema del paleo-Farfa* è osservabile in località “La Valletta”, a ovest di Cittaducale.

Lo spessore massimo affiorante è di 70-80 m (Cittaducale).

Pleistocene medio

3.2.4. - *Sintema di Casale Giannantoni (GNT)*

Questo sintema è costituito da sabbie, sabbie limose e limi di ambiente lacustre (**GNT_{e2}**), e da conglomerati eterometrici granulo-sostenuti, a clasti calcarei, calcareo-marnosi, silicei e arenacei, di ambiente alluvionale (**GNT_b**). I depositi conglomeratici sono organizzati in corpi di spessore metrico, con stratificazione pianoparallela e incrociata, e con ciottoli embricati. Le paleocorrenti misurate nei conglomerati indicano un apporto circa parallelo al corso attuale del F. Velino. Di questo sintema fanno parte anche i depositi di travertino che costituiscono la porzione inferiore della placca travertinosa di Villa Roselli. Questi sono costituiti principalmente da facies fitoermali e fitoclastiche, riferibili ad un ambiente di cascata (**GNT_{f1}**).

In sinistra del F. Velino, nei pressi di Casale Giannantoni, ai depositi limosi e argillosi si intercala un livello contenente minerali vulcanici (valle del F. Velino). Su tale livello sono state effettuate datazioni radiometriche con il metodo Ar/Ar, che hanno fornito un'età di circa 440.000 anni (BRUNAMONTE *et alii*, 1993a).

Il limite superiore di tali depositi corrisponde ad una superficie, parzialmente rimodellata ed erosa, situata a quote circa 40-50 m sul fondovalle attuale, sulla quale poggiano i depositi dei sintemi più giovani. Il limite inferiore corrisponde al contatto erosivo sulle unità più antiche (**UMS_a** e **UGR**). Lo spessore affiorante raggiunge i 20-30 m (Casale Giannantoni).

Pleistocene medio

3.2.5. - *Sintema di Torrente Ariana (AIN)*

Questo sintema comprende depositi attribuibili ad ambienti deposizionali alluvionali (fluviale e di conoide), di versante e di deposizione di travertino.

I depositi fluviali sono costituiti da conglomerati clasto-sostenuti, centimetrici, nei quali si intercalano orizzonti di sabbie e limi, con frequenti stratificazioni incrociate, passanti lateralmente a depositi di conoide alluvionale costituiti da

conglomerati a clasti eterometrici da sub-angolosi a sub-arrotondati, con livelli di suolo (valle del T. Ariana, valle del F. Turano, valle del F. Salto, valle del F. Velino) (**AIN_b**). Questi depositi sono terrazzati a quote di circa 5 m superiori a quelle dell'attuale fondovalle.

I travertini sono rappresentati da depositi sia compatti sia pulverulenti, con strutture di incrostazione su piante e su muschi e livelli laminati a stratificazione ondulata, disposti a formare bancate spesse da pochi decimetri a 1 m e oltre, frequentemente amalgamate tra loro (Casa Colarieti) (**AIN_{ff}**). Su di essi poggiano, separati da un livello di suolo, depositi conglomeratici fluviali, terrazzati a circa 5-10 m sul fondovalle attuale, non riferibili quindi all'attuale piana alluvionale.

I depositi di travertino sono stati datati, in diversi siti, con il metodo U/Th. Le datazioni hanno fornito età di 114.000 ± 20.000 anni (Cittaducale), 94.000 ± 5.000 anni (Centrale di Cotilia) e 57.500 ± 5300 anni (Casa Colarieti). Tali datazioni consentono di attribuire questi depositi di travertino al Pleistocene superiore (fig. 14).

Questi depositi sono incassati nelle unità continentali più antiche e nel substrato carbonatico (fig. 15). Il limite superiore corrisponde ad una superficie deposizionale situata a quote superiori a quelle dell'attuale fondovalle, o al contatto erosivo con la base di unità più recenti. Il limite inferiore coincide con il contatto sulle unità continentali più antiche (**UGR** e **UCT**) e sul substrato carbonatico. Lo spessore affiorante è inferiore ai 10 m.

Pleistocene medio finale - Pleistocene superiore

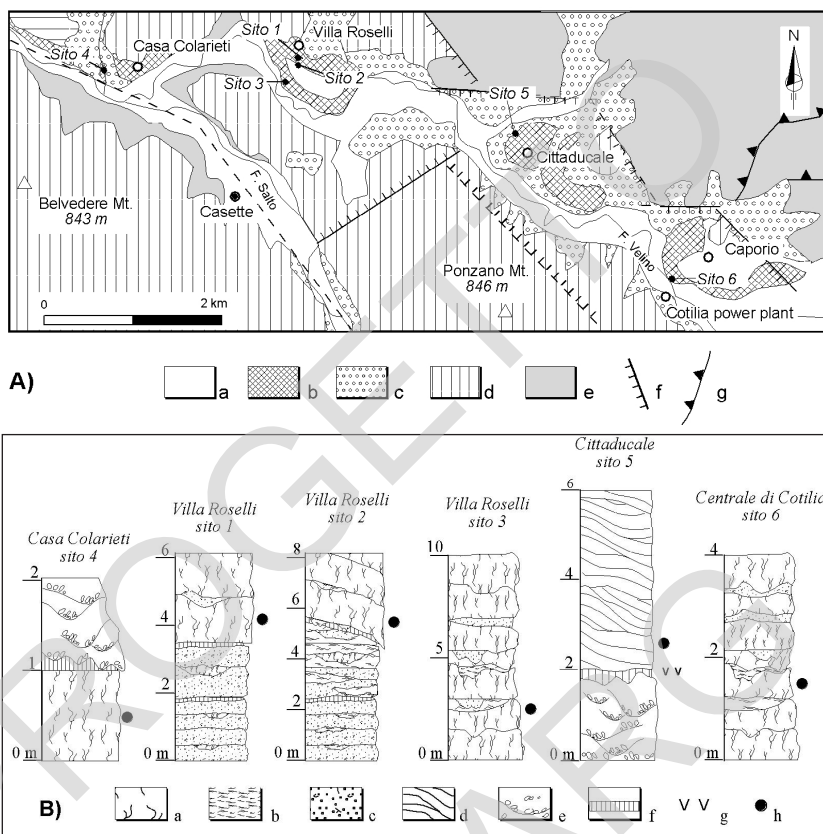


Fig. 14 - Stratigrafie di dettaglio dei depositi travertinosi affioranti lungo la valle del F. Velino e ubicazione dei siti campionati per le datazioni U/Th su travertino.

A) ubicazione dei siti campionati: a) depositi alluvionali olocenici; b) travertini; c) depositi del Supersintema della Conca di Rieti; d) depositi del Sintema del paleo-Farfa; e) depositi pre-orogenesi e sin-orogenesi; f) faglia diretta; g) sovrascorrimento.

B) colonne stratigrafiche dei siti campionati: a) travertini fitoermali; b) travertini fitoclastici; c) sabbie calcaree fitoclastiche; d) travertini stratificati e laminati; e) conglomerati di conoide alluvionale; f) livelli di paleosuolo; g) livelli con minerali vulcanici; h) livello campionato.



Fig. 15 – Località Cittaducale. La bancata litoide è costituita da travertini del Sintema del Torrente Ariana, in appoggio sui conglomerati del Sintema di Cittaducale.

3.3. - SUPERSINTEMA DEL TORRENTE FARFA.

3.3.1. - Sintema di Fosso Galantina (UTL)

Questo sintema affiora esclusivamente nel settore occidentale del quadrante NO del Foglio, prevalentemente a ovest di Roccantica e a sud di Montasola.

Questo sintema è costituito da breccie, rapidamente passanti verso ovest a ghiaie, ben stratificate in strati planari dello spessore di qualche decimetro o in bancate di potenza metrica; tali litotipi sono alternati a livelli decimetrici sabbiosi e cineritici di colore rossiccio, talvolta a laminazioni piane o incrociate (UTL_b). I clasti hanno dimensioni medie generalmente comprese tra 5 e 10 cm, ma non mancano livelli con blocchi fino a 50 cm di diametro; le forme sono spigolose o subarrotondate, in prevalenza lamellari e discoidali. Spesso si notano gradazioni, prevalentemente inverse, mentre la matrice è sempre abbondante, talvolta dominante. Quest'ultima è costituita da quarzo, frammenti litici e numerosi minerali femici. Alle breccie si intercala un orizzonte vulcanoclastico rimaneggiato, contenente clasti carbonatici a spigoli vivi e strutture da *debris flow* (UTL_{b4}), con spessore massimo di 40 m. In molti livelli del sintema sono evidenti anche embricature indicative di trasporto da est verso ovest, per mezzo di meccani-

smi deposizionali del tipo *debris flow*. L'ambiente deposizionale è subaereo di conoide alluvionale. Il sistema poggia in discontinuità stratigrafica sui depositi dell'UMS_c e sulle unità del substrato carbonatico. Il limite superiore del sistema corrisponde a una superficie d'erosione, su cui poggia, generalmente, il *Sistema di Caporio (UCR)*.

Lo spessore affiorante è di 70-80 m.

Pleistocene medio.

3.3.2. - *Sistema di Villa Pepoli (UVP)*

Il *Sistema di Villa Pepoli (UVP)* affiora esclusivamente nel II quadrante del Foglio, estendendosi a NO di Poggio Moiano, per una superficie areale non maggiore di 3 km². L'*UVP* è costituita da sabbie molto fini limose, di colore marrone chiaro, alternate a corpi conglomeratici o ghiaiosi; le sabbie sono più frequenti dei conglomerati/ghiaie, costituendo fino al 70% dell'intera successione. Questi conglomerati/ghiaie e sabbie si distinguono dagli analoghi dell'*Unità di Monteleone Sabino* principalmente per la differente distribuzione spaziale e geometrica e per i diversi caratteri petrografici e tessiturali dei depositi (fig. 16).

I depositi sabbioso-limosi sono formati da strati con sviluppo tabulare, spessi tra 30 cm a più di 1 m. Le sabbie non mostrano strutture sedimentarie e sono prevalentemente di tipo calcareo.

I conglomerati o ghiaie sono costituiti da elementi subangolosi o angolosi, appartenenti prevalentemente alla "successione carbonatica umbro-sabina", affiorante subito ad est dell'*UVP*; mancano elementi caratteristici dell'*Unità di Monteleone Sabino*, tipo clasti della "piattaforma laziale-abruzzese" o clasti arenacei. Le ghiaie hanno un'abbondante matrice sabbioso-limoso, geometria lenticolare e spessore compreso tra 60 cm e 4 cm; esse non mostrano organizzazione, a parte relativamente frequenti embricature; non sono rari clasti fuori-dimensione (*out-sized clasts*). A volte corpi ghiaiosi mostrano base concava erosiva, raramente si osservano stratificazioni incrociate alte pochi decimetri.

Le direzioni delle paleocorrenti registrate dalle embricature indicano flussi sedimentari in direzione verso ONO.

I depositi dell'*UVP* sono stati prodotti da correnti d'acqua con scarsa canalizzazione e alta concentrazione di sedimento. I flussi con alta concentrazione di sedimento e alta velocità di sedimentazione sono testimoniati dalla mancanza di organizzazione dei sedimenti e dall'assenza di strutture nei conglomerati, come anche dalla presenza di clasti fuori-dimensione. Correnti acquose con maggiore canalizzazione potrebbero aver prodotto i corpi conglomeratici con base erosiva concava. Flussi non incanalati di minore energia, ma sempre alta concentrazione, sono stati probabilmente anche all'origine dei depositi sabbioso limosi.

Il basso grado di arrotondamento dei clasti e la componente petrografica dei



Fig. 16 – Il Sintema di Villa Pepoli (UVP) è costituito da limi calcarei intercalati a corpi lenticolari ghiaiosi con elementi angolosi o subangolosi in matrice limosa di natura carbonatica. Dati petrografici, di paleocorrenti e di distribuzione areale indicano che tali sedimenti sono attribuibili a una conoide alluvionale di limitate dimensioni.

ciottoli, caratteristica delle aree contermini all'UVP, indicano che la fonte di questi sedimenti era prossima e permettono di ipotizzare che l'UVP fosse legata ad un piccolo sistema di conoide alluvionale, distribuito ai piedi della catena montuosa ad est di Poggio Moiano.

Lo spessore affiorante varia da pochi metri fino ad un massimo di 50 m. L'UVP si appoggia, in concordanza, al disopra dell'Unità di Monteleone Sabino – Associazione conglomeratica (UMS_a), nella parte occidentale e centrale degli affioramenti, mentre ad oriente copre il substrato pre-pleistocenico (fig. 2). Il contatto con l'UMS_a non affiora; è plausibile che un paleosuolo o una superficie erosiva costituisca il limite tra le due unità. A sud dell'area affiorante, l'UVP è coperta da un'unità carbonatica (Sintema di Poggio Moiano - UPM). Secondo dati stratimetrici l'UVP sembra riempire una depressione leggermente concava verso l'alto. L'UVP mostra un'inclinazione di 6° verso SO, come la sottostante UMS_a. Per la mancanza di elementi biostratigrafici o cronostatigrafici, finora è solo possibile affermare che l'UVP si depositò tra la fine della sedimentazione dell'Unità di Monteleone Sabino e l'inizio del Sintema di Poggio Moiano.

Pleistocene medio

3.3.3. - *Sintema di Poggio Moiano (UPM)*

Il *Sintema di Poggio Moiano (UPM)* è un'unità carbonatica costituita da calcari incrostanti (travertini *s.s.*) e calcari bioindotti di origine lacustre. L'*UPM* è distribuita ad ovest di Poggio Moiano, lungo una fascia con direzione O-NO, lunga circa 15 km e larga da 3 km, nei pressi di Poggio Moiano, a 500 m, nei pressi di Casali di Poggio Nativo; l'unità affiora in parte anche fuori del Foglio, a sud di Poggio Moiano. Le migliori esposizioni sono legate ad attività di estrazione nell'area prossima a Poggio Moiano.

I calcari sono stratificati, con variabile grado di cementazione (*UPM*); raramente sottili strati di 2-3 cm di marne argillose si intercalano ad essi.

L'*UPM* è costituita principalmente da calcari cementati, prevalentemente incrostanti (travertini *s.s.*) e a volte micritici. Sulle superfici esposte dell'unica cava attiva i travertini *s.s.*, vacuolari, formano *set*, spessi tra 10 e 5 m, costituiti da estese stratificazioni incrociate di bassa ($\leq 5^\circ$) e variabile inclinazione, intersecantesi tra loro, con contatti di tipo *onlap* (fig. 17). Essi rappresentano la deposizione carbonatica su superfici irregolari. Il travertino è stato prodotto per precipitazione bioindotta e incrostazione su superfici coperte da muschi o da associazioni algali. A volte il travertino è elastico, cioè costituito da rideposizione di elementi dello stesso. I calcari micritici mostrano bioclasti e tracce di bioturbazioni, spesso si intercalano con i travertini *s.s.*

Costituiscono litotipi secondari, calcari laminati o sottilmente stratificati, di colore avana, non cementati, granulometricamente costituiti da limo o limo sabbioso calcareo; lo spessore massimo affiorante è di 4 m. Strati grigio bluastro scuri di calcari marnosi, con tracce di radici e molluschi terrestri, sono intercalati alla successione di calcari non cementati; essi probabilmente costituiscono paleosuoli.



Fig. 17 - Cava attiva nei travertini *s.s.* del *Sintema di Poggio Moiano (UPM)*. Sul fronte di cava si notano grandi stratificazioni incrociate a basso angolo, con terminazioni ad *onlap*. Il travertino *s.s.* qui affiorante è prodotto per deposizione bioindotta su muschio e altri vegetali inferiori. La macchina escavatrice costituisce la scala.

I carbonati contengono molluschi, prevalentemente gasteropodi terrestri, e raramente sono rinvenibili resti ossei isolati.

Il travertino *s.s.* è attribuibile alla precipitazione di carbonato da acque correnti su superfici vegetate. I calcari micritici e in calcari non cementati e laminati costituiscono prodotti sedimentari sul fondo di aree allagate (piccoli stagni, probabilmente temporanei).

Lo spessore misurato dell'UPM è circa 50 m, ma lo spessore calcolato stratigraficamente è intorno a 100 m (fig. 2). Nella parte inferiore l'UPM è in contatto *in onlap* sul substrato pre-pleistocenico ed è concordante con l'Associazione conglomeratica e l'Associazione conglomeratico – sabbiosa dell'Unità di Monteleone Sabino e, localmente, con il Sintema di Villa Pepoli; il contatto tra Unità di Monteleone Sabino e UPM è indicato, alla sommità della UMS, da un paleosuolo e da un brusco passaggio da termini clastici a carbonatici. L'UPM è coperta dal Sintema di Castelnuovo di Farfa e localmente da depositi fluviali recenti. La deposizione della UPM è successiva alla deposizione del Sintema di Villa Pepoli e anteriore alla deposizione del Sintema di Castelnuovo di Farfa. Insieme all'Unità di Monteleone Sabino e al Sintema di Villa Pepoli è stata soggetta ad una deformazione tettonica che ne ha inclinato gli strati di circa 5-10° in direzione SSO.

Datazioni U/Th effettuate su questi travertini (Cerdomare) hanno fornito età >350 ka.

Pleistocene medio

3.3.4. - Formazione di Le Vallicelle (VLC)

Alternanze di pomici bianche e livelli a granulometria da cineritico fine a grossolana, fino a lapillosa, con tracce evidenti di rimaneggiamento. Le pomici sono porfiriche con cristalli di pirosseno. Sono organizzate in bancate decimetriche con intercalazioni di cineriti bianche, debolmente laminate, in cui sono presenti pomici bianche e in misura inferiore litici lavici, scorie e cristalli di pirosseno. Comprende la successione dei *Tufi Pisolitici Auct.* (Unità Trigoria, Tor de Cenci, Palatino, Casale del Cavaliere). Nel Foglio sono presenti solo tre affioramenti nella zona di C.le del Dottore e Coltodino (III quadrante), che poggiano in discontinuità sopra le unità **UTB_p** e **UMS_c**. Lo spessore massimo è 10-15 m.

Pleistocene medio p.p.

3.3.5. - Sintema di Castelnuovo di Farfa (UVC)

Il Sintema di Castelnuovo di Farfa (UVC) affiora prevalentemente nel III quadrante e solo parzialmente nel II quadrante del Foglio. Questo sintema costi-

tuisce uno dei sintemi più recenti, che ricopre tutte le altre unità con spessori non superiori a 15 m (fig. 2).

L'UVC è riconoscibile perché costituisce suoli di acceso colore marrone rossastro, ricchi di minerali vulcanici (prevalentemente sanidino e pirosseni). Nell'area rilevata non costituisce un'unità di grande continuità, ma forma affioramenti isolati, di cui quelli più estesi sono conservati al disopra dei depositi carbonatici del *Sintema di Poggio Moiano*. L'UVC è associabile all'attività del distretto vulcanico sabatino, di età compresa tra 600.000 e 350.000 anni fa (ACCORDI & CARBONE, 1986).

Nella maggior parte dei casi, l'UVC non affiora; il riconoscimento è stato fatto principalmente sul suolo lavorato. I suoli dell'UVC sono di colore marrone rossastro scuro, se umidi, e mostrano essere costituiti da un limo argilloso sabbioso in cui sono dispersi pirosseni e sanidino, delle dimensioni da pochi decimi di millimetro al massimo 1,5 mm. Spesso, in questi suoli sono dispersi clasti angolosi e molto angolosi di calcari micritici del substrato pre-pliocenico o a volte ciottoli arrotondati dell'*Unità di Monteleone Sabino*.

Pochi sono gli affioramenti dell'UVC; essi sono osservabili subito a NE di Castelnuovo di Farfa, nei pressi di Coltodino e di Granari. In tali condizioni si osserva che l'UVC è costituita da sabbie medie o medio grossolane con abbondante matrice limoso argillosa, di colore marrone giallastro scuro o grigio verdastro. Le sabbie sono costituite da scorie vetrose, vacuolari, di dimensione ≤ 1 cm, sparsi frammenti di pomici delle dimensioni fino a 2-3 cm, pirosseni, sanidino e altri minerali opachi. Gli affioramenti osservati, non più spessi di 2 m, non permettono di definire un'organizzazione deposizionale dell'UVC.

Pleistocene medio p.p.-Pleistocene superiore p.p.

3.3.6. - *Sintema del Fosso di Montenero (UNR)*

Il *Sintema del Fosso di Montenero (UNR)* affiora esclusivamente nel III quadrante del Foglio. L'estensione dell'affioramento è limitata; copre una superficie non superiore a 2 km² ed è caratterizzato da un maggiore affioramento vicino all'omonimo Fosso di Montenero, nei pressi di Casaprota, e da altri ridotti affioramenti più a nord, in corrispondenza dei toponimi San Benedetto e Ponte Burlatto. L'UNR è costituita da ghiaie e sabbie limoso-argillose; sono distinguibili dai corpi sedimentari delle altre unità conglomeratico-ghiaiose (*Unità di Monteleone Sabino*, *Sintema di Villa Pepoli*) per localizzazione geografica e per caratteristiche tessiturali, petrografiche e geometriche. La giacitura degli strati è sempre orizzontale.

L'UNR è costituita da ghiaie con ciottoli da arrotondati a subangolosi, in prevalenza subarrotondati e subangolosi, in abbondante matrice limoso-sabbioso-argillosa; l'aspetto dei depositi è genericamente massivo e pochi ciottoli sono



Fig. 18 - Unità del Fosso di Montenero: ghiaie massive, eterometriche, con selezione pessima, clasti fuori dimensione e con superfici angolose, rappresentano depositi di correnti fluviali con alta concentrazione, rapide e di alta velocità. Questa unità testimonia il recente riempimento di una piccola valle erosiva. Il martello, a sinistra, è alto 30 cm.

embricati, rare e mal definite sono stratificazioni incrociate. I clasti degli orizzonti conglomeratici, sempre clasto-supportati, sono costituiti prevalentemente da calcareniti e calcari micritici della *Scaglia rossa*, *Scaglia bianca* e della *Maiolica*, sono eterometrici, con un *maximum particle size* variabile tra 8 cm e 35 cm; si osservano frequenti clasti fuori dimensione, fino a veri e propri massi di 150 cm di dimensione (fig. 18). Le indicazioni delle paleocorrenti dedotte dalle embricature indicano flussi provenienti da N-NE, con moda principale da NE. Lenti o strati tabulari di sabbie argillose, grigio verdastre o marrone giallastre, apparentemente massive, spesse tra 40 cm e più di 1 m, si alternano alle ghiaie. Localmente le sabbie argillose possono essere prevalenti.

Correnti acquie unidirezionali sono i meccanismi principali che hanno prodotto l'UNR. Le caratteristiche tessiturali e petrografiche dei clasti suggeriscono una provenienza degli apporti sedimentari dalle aree contermini. La distribuzione geometrica generale dell'UNR indica che quest'unità possa essere stata prodotta come riempimento di una piccola valle fluviale da flussi di alta e variabile energia. Probabilmente la formazione di quest'unità si è prodotta durante momenti di alto apporto sedimentario e risalita del livello di base del fiume, rappresentato dal suo profilo di equilibrio.

Non esistono elementi per definire con sicurezza l'età dell'UNR. È probabilmente una delle unità più recenti essendo sovrapposta all'*Unità di Monteleone Sabino* e perché anche la sua disposizione è associabile all'attuale assetto geomorfologico dell'area.

Secondo valutazioni stratimetriche, l'UNR si dispone al disopra di una superficie erosiva sull'*Associazione conglomeratica* e sull'*Associazione conglomeratico-sabbiosa* dell'*Unità di Monteleone Sabino* e sul substrato pre-pleiocenico, riempiendo un precedente sistema erosivo vallivo. Lo spessore massimo valutabile stratimetricamente non è superiore a 60 m.

Pleistocene superiore?

3.4. - UNITÀ UBIQUITARIE

Sotto questo nome sono stati riuniti quei depositi la cui genesi non è strettamente legata all'evoluzione geologica di alcun bacino, ma piuttosto, alle variazioni climatiche tardo quaternarie. Al *Sintema di Caporio (UCR)* sono stati riferiti i depositi connessi alla produzione detritica durante l'intervallo freddo e arido dell'ultima età glaciale. Le coperture oloceniche comprendono i depositi dei sistemi deposizionali ancora attivi (depositi alluvionali, coltri eluvio-colluviali, depositi di versante) e, inoltre, alcuni dei depositi di travertino della valle del F. Velino, datati, con il metodo U/Th, all'Olocene, ma connessi a sistemi deposizionali non attivi.

3.4.1. - *Sintema di Caporio (UCR)*

Questo sintema è costituito da breccie e conglomerati eterometrici, clasto sostenuti, debolmente cementati, organizzati in strati spessi 20-40 cm, con matrice generalmente subordinata, di colore rosato, con litofacies riferibili a depositi di versante.

Questi depositi formano coltri detritiche che sembrano immergere sotto i depositi olocenici. Ciò sarebbe attinente con l'abbassamento del livello di base che si è verificato durante la parte terminale del Pleistocene superiore, dovuto all'erosione della soglia delle Marmore, testimoniato dai risultati di sondaggi studiati nell'area della Piana di Rieti (CALDERONI *et alii*, 1995; CALDERINI *et alii*, 1998).

A questi depositi è riferibile l'affioramento situato in una cava presso l'abitato di Caporio nel quale si intercalano livelli vulcanoclastici e di suolo. La datazione radiometrica eseguita su uno di tali livelli con il metodo ^{14}C ha fornito un'età di 33.300 \pm 6.400/-3.500 anni, datazioni eseguite sui livelli più profondi hanno dato valori superiori al limite del metodo (MICHETTI *et alii*, 1995).

Il sintema poggia in discordanza su buona parte dei depositi plio-quadernari del Foglio e su diverse unità del substrato carbonatico. Il limite superiore di questi depositi coincide con la superficie topografica o, dove sono sepolti, con il contatto con i depositi delle coperture oloceniche.

Lo spessore affiorante varia da pochi metri a 10-20 m.

Pleistocene superiore.

3.4.2. - *Travertino (f₁)*

I depositi calcarei di travertino sono costituiti da facies da compatte a pulverulente, con strutture di incrostazione su piante e su muschi generalmente molto ben conservate, orizzonti di sabbie calcaree fitoclastiche e livelli laminati a stratificazione ondulata, disposti a formare bancate spesse da pochi decimetri a 1 m e oltre, frequentemente amalgamate tra loro; a questi si intercalano livelli di suolo rossastro e livelli argillosi (Villa Roselli).

Datazioni radiometriche eseguite con il metodo U/Th su campioni di travertino, raccolti in tre siti differenti nella zona di Villa Roselli, hanno dato età olocenica (fig. 14). Tali campioni sono stati raccolti in scassi artificiali a profondità variabili da 2 a 5 m dal piano campagna, e sono riferibili probabilmente ad un episodio di deposizione superficiale avvenuto sopra di un corpo generalmente pre-olocenico, più esteso in profondità.

Questi depositi sono incassati nelle unità continentali più antiche e nel substrato carbonatico. Il limite superiore, corrispondente ad una superficie di natura deposizionale, è riferibile al piano campagna; il limite inferiore, di natura erosiva, corrisponde alla superficie di contatto sulle unità continentali più antiche e sul substrato. Lo spessore varia da pochi metri ad oltre 10 m.

Olocene.

3.4.3. - *Deposito colluviale ed eluviale (b₂)*

I depositi eluvio-colluviali sono formati da limi e sabbie prevalenti, e da terre rosse, con clasti dispersi all'interno del materiale più fine, contenenti materiale pedogenizzato rielaborato. Poggiano, attraverso una superficie erosiva, sui termini più antichi. Lo spessore è variabile da qualche metro a 10-15 m.

Olocene.

3.4.4. - *Deposito alluvionale (b)*

I depositi alluvionali (fluviali e di conoide) sono costituiti da conglomerati

eterometrici, principalmente clasto-sostenuti, con clasti da sub-arrotondati a sub angolosi e da centimetrici a decimetrici, sabbie e limi, nei quali si intercalano livelli e lenti di argille e torbe e livelli e lenti limo-sabbiosi bruni, costituiti prevalentemente da materiale di suolo. In corrispondenza del margine meridionale della Conca di Rieti sono presenti limi e argille da grigio-azzurro a grigio-verde, con intercalati livelli e lenti di sabbie e ghiaie, e orizzonti di torba spessi fino a 1 m. Costituiscono la piana alluvionale dei principali corsi d'acqua e i conoidi alluvionali ad essa correlati.

Le datazioni radiometriche eseguite con il metodo ^{14}C sui depositi alluvionali attraversati in sondaggio nel settore meridionale della Conca di Rieti hanno permesso di individuare la presenza di depositi olocenici (più giovani di 10 ka) fino a profondità di circa 30 m dal piano campagna (CALDERINI *et alii*, 1998).

Le coperture alluvionali oloceniche sono incassate nelle unità continentali più antiche e nel substrato carbonatico. Il limite superiore è riferibile alla piana alluvionale; il limite inferiore, di natura erosiva, corrisponde alla superficie di contatto sulle unità continentali più antiche e sul substrato. Lo spessore varia da pochi metri ad oltre 30 m.

Olocene.

3.4.5. - Deposito di frana ($\mathbf{a_1}$)

I depositi di frana rilevati nel Foglio Cittaducale, costituiti da materiale eterogeneo e caoticizzato dal movimento franoso, interessano prevalentemente i depositi dell'UMS_c, UAP_b, UAM, SPT_{1b}, SCC, CDZ e VAS. Gli spessori sono variabili da pochi metri fino a 10-20 m.

Olocene.

3.4.6. - Deposito di versante (\mathbf{a})

I depositi di versante sono rappresentati da breccie e conglomerati fortemente eterometrici, da sciolti a debolmente cementati, generalmente ben stratificati. La frazione a granulometria fine è scarsa al piede dei versanti costituiti dalle formazioni carbonatiche, può essere invece abbondante al piede dei versanti impostati sulle formazioni marnoso-argillose. Dove tali depositi rappresentano il disfacciamento di termini conglomeratici più antichi, i clasti possono presentare un buon grado di arrotondamento. Poggiano, attraverso una superficie erosiva, sui termini più antichi. Lo spessore è variabile da pochi metri fino a 10-20 m.

Olocene.

VI - TETTONICA

D. Cosentino

1. - INTRODUZIONE

L'assetto tettonico del settore di Appennino centrale compreso nel Foglio 357-Cittaducale è caratterizzato, fondamentalmente, da elementi strutturali compressivi, legati alla tettonogenesi appenninica esplicitasi nel settore in esame nell'intervallo Serravalliano superiore-top Messiniano/Pliocene inferiore, e sistemi di faglie estensionali, legati all'evoluzione post-orogena del settore.

Verranno descritti, separatamente, dapprima gli elementi di tettonica compressiva, associati alla tettonogenesi appenninica (tettonica orogena), e successivamente quelli a carattere prevalentemente estensionale e trascorrente connessi con l'evoluzione post-orogena dell'area (tettonica post-orogena).

Alcune considerazioni a carattere cronostratigrafico sui depositi sin- e tardo-orogenici compresi nel Foglio 357-Cittaducale e nelle aree limitrofe, insieme ad elementi a carattere strutturale emersi durante il rilevamento del Foglio, consentono, inoltre, di proporre un modello sull'evoluzione cinematica di questo settore dell'Appennino centrale e di inserirlo nel contesto più generale della tettonogenesi appenninica.

2. - TETTONICA OROGENICA

L'assetto geometrico della porzione di catena appenninica rappresentata nel Foglio 357-Cittaducale è caratterizzato dalla presenza di pieghe e sovrascorriimenti a prevalente direttrice meridiana (fig. 19).

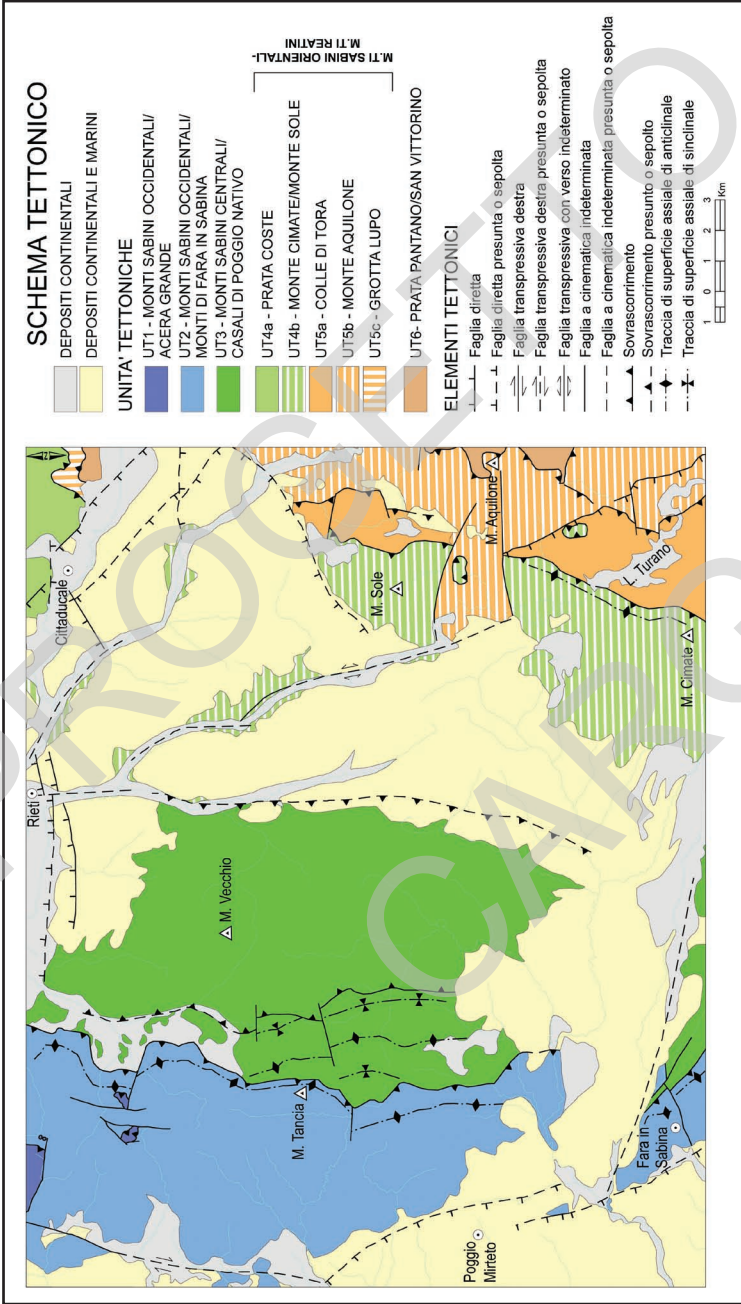


Fig. 19– Schema tettonico del Foglio 357-Citrauduale.

Complessivamente, l'area del Foglio interessata dall'affioramento delle successioni pre- e sin-orogeniche, con l'esclusione del settore ad ovest della *Faglia Sabina*, è suddivisibile in sei unità tettoniche, intese come corpi rocciosi separati da superfici di accavallamento. Queste verranno di seguito illustrate dalla più interna verso quella più esterna.

UT1 - M.ti Sabini occidentali; Acera Grande-Cimamonte

È l'unità tettonica geometricamente più elevata della pila di falde costituente il segmento di catena in questione. Si tratta di lembi isolati, e poco estesi, di una copertura tettonica molto disarticolata dalla tettonica disgiuntiva post-orogenica, caratterizzata dai termini più bassi della successione pre-orogenica affiorante nel Foglio (*Calcare massiccio* e *Corniola*). Tali lembi si concentrano nel IV quadrante, nei pressi di Valle Santa Croce, dove un assetto strutturale simile è già stato messo in evidenza da MANGANELLI & FARAMONDI (1990) e PIERANTONI *et alii* (1996).

I lembi più estesi di questa unità tettonica interessano i settori di Acera Grande, Ceppete e Cimamonte.

UT2 - M.ti Sabini occidentali; M. Alto-M. Tancia-M.ti di Fara in Sabina

Questa unità tettonica è delimitata verso il basso da una superficie di sovrascorrimento a sviluppo regionale, che continua a nord e a sud nei due Fogli limítrofi: Rieti e Palombara Sabina, rispettivamente. Nell'area del Foglio 357-Cittaducale la superficie di sovrascorrimento basale che delimita questa unità affiora con buona evidenza morfologica e strutturale (sovrascorrimento del M. Tancia). In affioramento, le unità stratigrafiche coinvolte al tetto di questo sovrascorrimento sono comprese tra il *Calcare massiccio* e la *Scaglia rossa*. Il segmento frontale di questa unità tettonica, a volte, presenta un assetto geometrico complesso, caratterizzato da una serie di piani di accavallamento associati (*splay thrust*) che ne complicano l'assetto strutturale. Questo carattere è ben evidente nei tratti San Filippo-Poggio Perugino, M. Tancia e M. Ode-Salisano, dove vengono coinvolte nella deformazione la *Scaglia rossa*, la *Scaglia variegata* e la *Scaglia cinerea*.

UT3 - M.ti Sabini centrali; Casali di Poggio Nativo

Questa unità tettonica è delimitata verso il basso da una superficie di sovrascorrimento dedotta da dati geometrico-stratigrafici di superficie, ma mai affiorante nell'area del Foglio 357-Cittaducale, in quanto sepolta al disotto delle coperture villafranchiane e oloceniche. Alcuni affioramenti del substrato pre-orogenico (**SCZ₁**, **SCZ₂** e **CDZ**) appartenenti alla *UT4*, presenti a nord di Monteleone Sabino e lungo la valle del Fiume Turano, vincolano il passaggio del sovrascorrimento basale della *UT3* subito a est di Poggio S. Lorenzo e Ornaro e, più a nord, in corrispondenza della confluenza del Fosso Ariana nel Fiume Turano. CORRADO

et alii (1997), nel tentativo di costruzione di una sezione geologica bilanciata attraverso i Monti Sabini e i rilievi del Cicolano, suggeriscono una superficie di sovrascorrimento in posizione analoga a quella qui ipotizzata a separazione tra l'UT3 e l'UT4 (fig. 20).

In superficie, le unità stratigrafiche coinvolte nell'UT3 vanno dalla *Maiolica* (MAI) allo *Schlier* (SCH). Queste risultano deformate in una serie di pieghe, a direttrice quasi meridiana, leggermente oblique rispetto al sistema di sovrascorimenti della struttura del M. Tancia, cosicchè in superficie le strutture plicative associate alla UT3 risultano troncate da quest'ultimo. In particolare, un sistema di pieghe ravvicinate interessa il settore occidentale dell'UT3, a ridosso del sovrascorrimento del M. Tancia, dove al nucleo delle strutture sinclinali è presente la formazione del *Bisciario* (BIS) (Osteria Tancia e Val Canera), mentre il nucleo delle anticlinali è costituito in affioramento dalla *Scaglia rossa* (SAA), *Scaglia bianca* (SBI), *Marne a fucoidi* (FUC) e *Maiolica* (MAI).

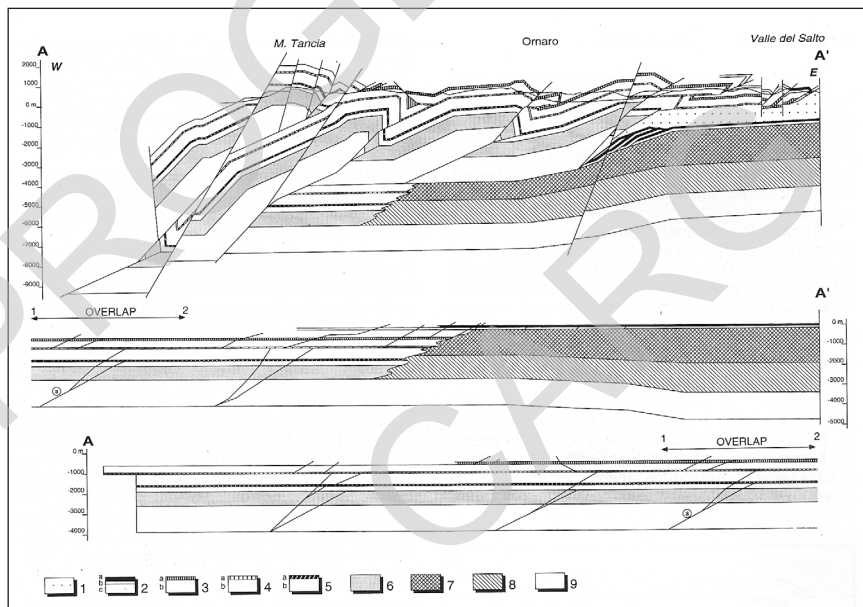


Fig. 20 – Sezione geologica geometricamente corretta attraverso la porzione settentrionale del Foglio 357-Cittaducale, dalla struttura del M. Tancia (UT2) fino alla Valle del Salto (UT6) e relativa sezione retrodeformata (in basso) (da CORRADO *et alii*, 1997). 1) successioni terrigene altomioceniche; 2) a-Marne a Orbulina; b-Calcarei a briozoi e litotamni; c-Unità Spongolitica; 3) a-Scaglia cinerea e Scaglia cinerea detritica; b-Scaglia rossa; 4) a-Marne a Fucoidi; b-Maiolica, Calcarei diasprigni, Calcarei detritici con Posidonia; 5) a-Marne di Monte Serrone; b-Corniola; 6) Calcarea massiccio; 7) Calcarei di piattaforma carbonatica; 8) Calcarei e dolomie di piattaforma carbonatica; 9) Calcarei e dolomie di piattaforma carbonatica ristretta.

Il fianco orientale della struttura sinclinalica a decorso circa meridiano, che dalla Val Canera prosegue a sud verso Monte Cavallo e Forca Trolla, è prevalentemente rovescio ed è interessato da una superficie di retroscorrimento che interessa l'intera struttura. Nella porzione settentrionale della Val Canera, la superficie di retroscorrimento risulta sepolta al disotto delle coperture oloceniche del fondovalle.

UT4 - *M.ti Sabini orientali; M. Cimite-M. Sole*

Questa unità tettonica può essere suddivisa in due sottounità, separate all'incirca dalla valle del Fiume Velino. In superficie, la sottounità più settentrionale (UT4a) coinvolge nella deformazione la successione stratigrafica che va dal *Calcicare massiccio (MAS)* alla *Maiolica (MAI)*. La sottounità meridionale (UT4b), che si sviluppa a sud della valle del Fiume Velino, ed è la più estesa, in superficie è caratterizzata dall'affioramento della successione che va dai *Calcari detritici con Posidonia (DPO)* fino ai *Calcari a briozoi e litotamni (CBZ)*. Il sovrascorrimento basale dell'UT4 presenta un decorso NNE-SSO e nella sua porzione più settentrionale è fortemente dislocato da sistemi di faglie, a prevalente rigetto verticale, orientati ONO-ESE ed E-O.

UT5 - *M.ti Sabini orientali; Castel di Tora-M. Porraglia-M. Aquilone*

Questa unità tettonica affiora nel settore sudorientale del Foglio, a sud della valle del Fiume Velino, e in minor misura, a est di Cittaducale. In affioramento, questa unità tettonica è caratterizzata dalla deformazione dei termini eocenico-miocenici della successione dei Monti Sabini orientali.

A sud del Fiume Velino, in questa unità tettonica sono state accorpate due sottounità (UT5a e UT5b), separate tra di loro da una superficie di sovrascorrimento a minor rigetto stratigrafico. Il sovrascorrimento basale, che separa questa unità tettonica dalla sottostante UT6, affiora in pochi punti all'interno del Foglio 357-Cittaducale (base M. Aquilone-M. Arino, nel settore meridionale, e sul versante meridionale di M. Paterno, nel settore settentrionale), per estendersi maggiormente nel contiguo Foglio 358-Pescorocchiano. Questo sovrascorrimento costituisce l'elemento tettonico più esterno del sistema dei sovrascorrimenti associati alla linea Olevano-Antrodoco.

Anche questa unità tettonica, come la sovrastante UT4, risulta fortemente disarticolata da sistemi di faglie, a prevalente rigetto verticale, orientati ONO-ESE ed E-O.

UT6 - *Prata Pantano-San Vittorino*

E' l'unità tettonica basale del Foglio 357-Cittaducale, ed è costituita, nel settore sud-orientale, dall'affioramento delle *Marne a Orbulina (UAM)* e, subordinatamente, dei *Calcari a briozoi e litotamni (CBZ)*. Nel settore nord-orientale,

invece, la *UT6* è caratterizzata, in affioramento, dalla deformazione dei *Calcari a radiolitidi (RDT)*, dei *Calcari a briozoi e litotamni (CBZ)* e dell'*Unità argilloso-marnosa (UAM)*. Questa unità tettonica deriva dalla deformazione del margine occidentale del dominio di piattaforma carbonatica laziale-abruzzese e costituisce il letto del sistema di sovrascorrimenti della linea Olevano-Antrodoco.

3. - TETTONICA POST-OROGENICA

Elementi di tettonica post-orogena sono diffusi in tutto il Foglio 357-Cittaducale, ed interessano sia il substrato pre-orogena che le diverse coperture post-orogena. I principali elementi tettonici rilevati appartengono a sistemi di faglie orientati in direzione NO-SE, NE-SO, E-O, ONO-ESE, NNE-SSO e N-S. La cinematica prevalente su tutti questi sistemi di faglie è a carattere estensionale, anche se non mancano indicatori cinematici trascorrenti e transtensivi.

Nel settore nord-occidentale, tra Casperia e Montasola, sono evidenti gli effetti della tettonica post-orogena associata all'attività della *Faglia Sabina* (D'AGOSTINO *et alii*, 1995). Questi autori riconoscono elementi di tettonica trascorrente nelle "*Brecce di Montasola*" (*Unità di Montasola*, USL), con cinematica destrorsa, su piani a geometria compatibile con la *Faglia Sabina* (NNE-SSO).

La valle che, all'interno dell'*UT2*, separa, con decoro meridiano, la dorsale M. Alto-M. Pizzuto-M. Menicoccio da quella M. Tancia-C.le Sterparo (Fosso di Valle Gemini-Valle Rottone), si è impostata su un elemento tettonico a immersione occidentale, con rigetto stratigrafico distensivo di circa 200 m. In seguito a questa fase tettonica estensionale, che si è esplicata su piani circa N-S, precedenti superfici di sovrascorrimento con geometrie compatibili sono state riattivate con inversione del movimento sul piano di faglia. Indizi di riattivazione tettonica in regime estensionale sono molto ben evidenti nelle tettoniti S-C associate al sovrascorrimento dell'*UT2* sull'*UT3*, in prossimità di Casali di Tancia.

Nel settore settentrionale del Foglio 357-Cittaducale, la tettonica post-orogena si è manifestata principalmente su piani di faglia orientati circa E-O, con immersione verso i quadranti settentrionali. In quest'area, un sistema di faglie a direttrice E-O e cinematica estensionale caratterizza l'assetto tettonico del margine meridionale della Conca di Rieti, ribassando verso nord, a gradinata, la successione villafranchiana del *Sintema del paleo-Farfa*, portandolo fin al disotto della copertura olocenica della Conca di Rieti.

Nel settore nord-orientale del Foglio, la tettonica post-orogena, che interessa anche qui le coperture villafranchiane del *Sintema del paleo-Farfa*, si è manifestata su piani di faglia estensionali orientati principalmente NO-SE e NE-SO, non mancano, tuttavia, elementi tettonici a direttrice E-O. In questo settore, uno degli effetti più evidenti della tettonica post-orogena è la dislocazione della superficie

sommitale che chiude la successione villafranchiana del *Sintema del paleo-Farfa*. Il lembo residuo di depositi villafranchiani affiorante a est di Vaccareccia risulta sollevato, di circa 50 m, rispetto all'esteso affioramento del *Sintema del paleo-Farfa* nell'area S. Silvestro-Roccaranieri-Fassinoro. Dalla distribuzione areale delle unità coinvolte nella deformazione, l'elemento tettonico responsabile di questa dislocazione dovrebbe avere una direzione circa NE-SO, con immersione verso i quadranti settentrionali.

Nel settore sud-orientale del Foglio 357-Cittaducale, un fitto reticolo di faglie a prevalente cinematica estensionale disloca le unità tettoniche più esterne della catena sabina (*UT4*, *UT5* e *UT6*), interrompendo l'originaria continuità laterale dei principali fronti di sovrascorrimento. Uno degli elementi tettonici più importanti, per estensione e rigetto, della fase post-orogena di quest'area è la prosecuzione settentrionale della *Faglia di Ascrea*. Alla base di Coste di Ascrea, un piano di faglia a direzione NNO-SSE mette a contatto le torbiditi messiniane (**UAP**), al tetto, con le calcareniti a nummuliti, discocycline e alveoline (**CFR₁**), al letto. Elementi tettonici con geometria e cinematica analoghe sono stati osservati lungo la Valle del Turano, a nord di Rocca Sinibalda, all'interno della successione pre-orogena. E' da segnalare che, poco a sud dell'area in esame, nel Foglio 366-Palombara Sabina, e a est di Castel di Tora, brecce di versante stratificate del Pleistocene medio, (*Sintema di Castel di Tora*, **UTR**), sono interessate da deformazioni associate all'attività della *Faglia di Ascrea* (fagliazione e basculamento delle clinostratificazioni), a testimonianza dell'attività recente di questo sistema di faglie.

4. - EVOLUZIONE CINEMATICA

I vincoli stratigrafici per la definizione dell'evoluzione cinematica di questo settore di catena appenninica sono molto scarsi all'interno del Foglio 357-Cittaducale. Pertanto, il quadro che viene proposto tiene conto anche di indicazioni cinematiche e tettono-sedimentarie fornite da settori circostanti l'area in esame.

Nel Foglio 357-Cittaducale, gli unici elementi che consentono di vincolare cronologicamente la strutturazione di questo settore di catena sono i depositi sin-orogenesi dell'*Unità argilloso marnosa* (**UAM**) e dell'*Unità arenaceo-pelitica* (**UAP**), che caratterizzano, esclusivamente, la *UT5* e la *UT6*, al margine orientale del Foglio. L'età messiniana inferiore di **UAM** (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993), che risulta coinvolta alla base dei sovrascorrimenti che definiscono le unità tettoniche più esterne di questo segmento di catena (*UT5* e *UT6*), e altre considerazioni a carattere regionale, consentono di collocare la deformazione compressiva delle unità più esterne del Foglio nell'evento tettono-sedimentario del Messiniano "Lago-Mare"-Pliocene inferiore (CIPOLLARI *et alii*, 1997; 1999) (fig. 21).

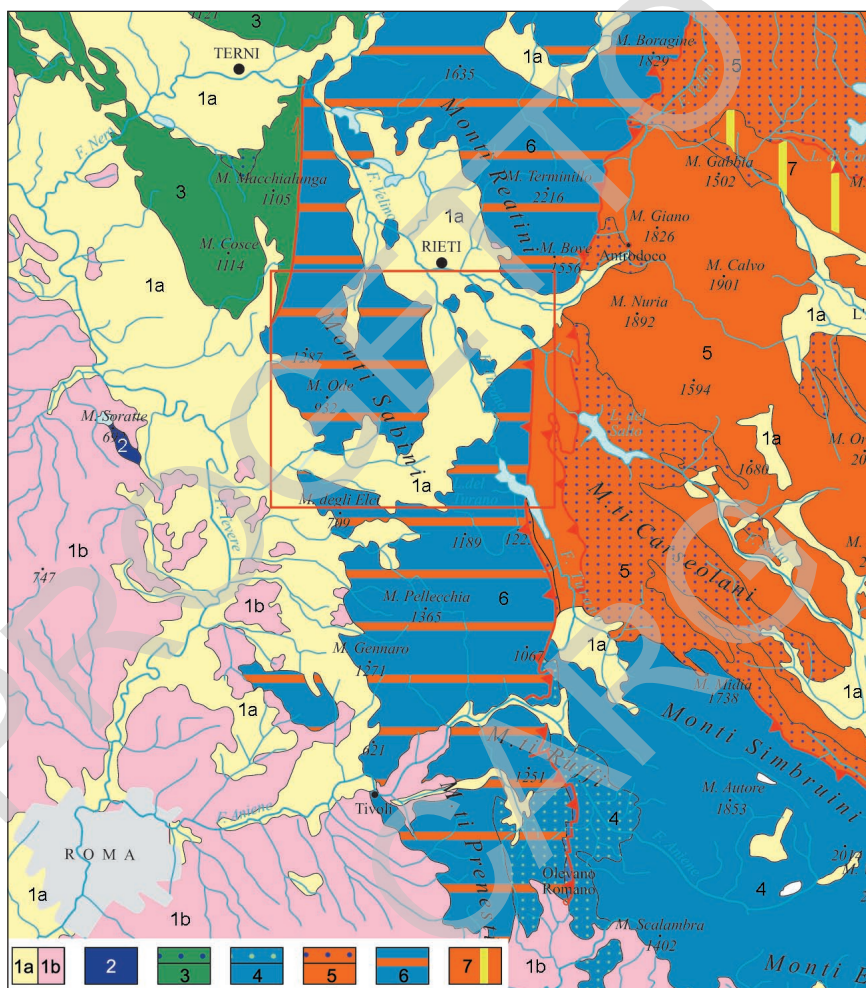


Fig. 21 – Schema di inquadramento cinematico dell'area del Foglio 357-Cittaducale. 1a) Depositi marini e continentali (Pliocene-Quaternario); 1b) vulcaniti (Pleistocene medio-Pleistocene superiore); 2) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Burdigaliano superiore; 3) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Serravalliano, in puntinato sono indicati i depositi di avanfossa; 4) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Messiniano inferiore, in puntinato sono indicati i depositi di avanfossa; 5) unità di catena con primo trasporto orogenico durante il Messiniano terminale-Pliocene inferiore, in puntinato sono indicati i depositi di avanfossa; 6) unità di catena riattivate durante il Messiniano terminale-Pliocene inferiore; 7) unità di catena riattivate durante il Pliocene inferiore.

Nella restante parte del Foglio non sono presenti depositi sin-orogenesi. Infatti, in queste aree, i depositi più giovani delle successioni stratigrafiche presenti al disotto delle coperture post-orogenesi appartengono allo *Schlier* (SCH, Burdigaliano p.p. - Langhiano), depositisi ancora in regime pre-orogenico.

In aree circostanti, vincoli cinematici all'evoluzione di questo settore di catena sono presenti in Valle dell'Aia, tra la dorsale di M. Cosce e i Monti Sabini occidentali. In questo settore, affiorano depositi silicoclastici di avanfossa (*Formazione Marnoso-arenacea*), attribuibili al Burdigaliano superiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997). Inoltre, nei Monti di Spoleto, sono stati segnalati, già da tempo, depositi elastici discordanti sul substrato carbonatico cenozoico ("*Formazione di Belvedere*", DECANDIA & GIANNINI, 1977), recentemente interpretati come depositi in un bacino di *thrust-top* e datati Serravalliano superiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1997b). Questi dati possono essere utilizzati per considerare il settore dei Monti di Spoleto, e più a sud, i Monti Sabini occidentali e i Monti di Narni, come appartenenti ad un segmento di catena appenninica strutturatasi durante la fase tettono-sedimentaria del Serravalliano superiore, così come suggerito da CIPOLLARI & COSENTINO (1996) e CIPOLLARI *et alii* (1997).

Nelle ricostruzioni dei modelli cinematici proposti in letteratura (CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997), nei Monti Sabini occidentali, il limite esterno della catena appenninica sarravalliana è stato indicativamente posto in corrispondenza della *Faglia Sabina* (ALFONSI *et alii*, 1991a), non avendo nella restante porzione di catena sabina, come detto in precedenza, vincoli cinematici derivanti da depositi sin- e tardo-orogenici. Nell'area del Foglio 357-Cittaducale questo importante elemento cinematico potrebbe corrispondere all'allineamento Montasola-Casperia, nell'angolo nord-occidentale del Foglio. A est di questo allineamento, le unità tettoniche della catena sabina, ad esclusione di quelle più esterne (UT5 e UT6), si sarebbero strutturate durante la fase tettono-sedimentaria del Messiniano inferiore (CIPOLLARI & COSENTINO, 1996; CIPOLLARI *et alii*, 1997), anche se non è da escludere, completamente, la strutturazione delle unità più interne (UT1 e UT2) durante la fase appenninica del Tortoniano superiore.

La presenza di indicatori cinematici multipli sui piani di sovrascorrimento di questo segmento di catena appenninica, con pieghe di letto decapitate, fanno pensare a più momenti di deformazione compressiva che hanno interessato lo stesso settore di catena in un contesto di tettonica orogenica fuori sequenza.

D'altra parte, è stata da tempo suggerita (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993; CIPOLLARI *et alii*, 1997) l'attivazione fuori sequenza del sistema di sovrascorrimenti facenti parte della linea Olevano-Antrudoco, con andamento obliquo rispetto al sistema dei principali fronti appenninici in sequenza *piggyback*. In questo quadro cinematico di riferimento, il segmento sabino della catena appenninica strutturatosi per la prima volta durante l'evento tettono-sedimentario del Messiniano inferiore (UT1-UT4), o forse Tortoniano superiore

(*UT1-UT2*), sarebbe stato riattivato fuori sequenza durante la successiva fase appenninica del Messiniano “Lago-Mare”/Pliocene inferiore, che coinvolge per la prima volta in catena le unità più esterne presenti nel Foglio (*UT5* e *UT6*).

Per quanto riguarda la tettonica post-orogenesi, durante il rilevamento del Foglio 357-Cittaducale non sono stati osservati elementi tettonici chiaramente riconducibili alle prime fasi estensionali, che nell’area ha determinato la strutturazione del graben della Valle del Tevere o della depressione del paleo-Farfa, anche se molto spesso alcuni di questi elementi tettonici sono stati ipotizzati sepolti sotto le coperture plio-pleistoceniche. A questo proposito, la riattivazione, con cinematica diretta, del sovrascorrimento del M. Tancia (base dell’*UT2*), così come la faglia di Valle Riottone, a direttrice N-S, potrebbero essere riferite, anche se in via del tutto ipotetica, alle prime fasi distensive che hanno interessato l’area.

Gran parte degli elementi tettonici a carattere distensivo cartografati nel Foglio 357-Cittaducale sono da considerarsi post-villafranchiani, dal momento che dislocano i depositi del *Sistema del paleo-Farfa*, secondo varie direttrici strutturali (vedi Tettonica post-orogenesi).

La presenza di disturbi tettonici nei depositi villafranchiani, unitamente all’attività vulcanica del centro di Cupaello (0.2-0.4 Ma, BARBERI & INNOCENTI, 1980), al margine sudorientale della Conca di Rieti, consentono di individuare un’intensa fase tettonica di collasso, con acme nel Pleistocene medio, responsabile dell’attuale assetto geometrico-strutturale della piana reatina, il cui margine meridionale ricade nel Foglio 357-Cittaducale.

VII – SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

M. Petitta, M. Tallini & G. Capelli

1. - RISORSE IDRICHE

L'area compresa nel Foglio 357-Cittaducale presenta caratteristiche idrogeologiche peculiari, in quanto sede di numerose e copiose sorgenti alimentate dalle falde basali regionali, i cui acquiferi si estendono ben oltre i limiti dell'area in esame.

Le aree di principale interesse idrogeologico sono rappresentate dalla Piana di S.Vittorino, dalla valle del Fiume Farfa e dai tratti terminali dei fiumi Salto e Turano. La portata complessivamente erogata dalle principali sorgenti supera i 30 m³/s, includendo le emergenze lineari ubicate direttamente negli alvei fluviali (BONI & PETITTA, 1994; BONI *et alii*, 1995).

Oltre alle sorgenti più importanti, la risorsa idrica sotterranea disponibile comprende anche sorgenti di portata dell'ordine del litro al secondo fino a qualche decina di litri al secondo, alimentate da acquiferi locali (conoidi alluvionali, depositi detritici) o determinate da condizioni idrogeologiche specifiche (limiti di permeabilità per faglia o litologici).

Le maggiori unità idrogeologiche (fig. 22) sono rappresentate principalmente dagli acquiferi carbonatici, prevalentemente della successione Umbro-sabina, che comprendono i Monti Reatini (estremità meridionale), i Monti Giano-Nuria-Velino (di piattaforma carbonatica, per la sola estremità nord-occidentale), la dorsale dei Monti Sabini occidentali (M. Tancia-M. Pizzuto), quella dei Monti Sabini centrali, la dorsale dei Monti Sabini orientali (M. Navegna-M. Sole) e quella dei

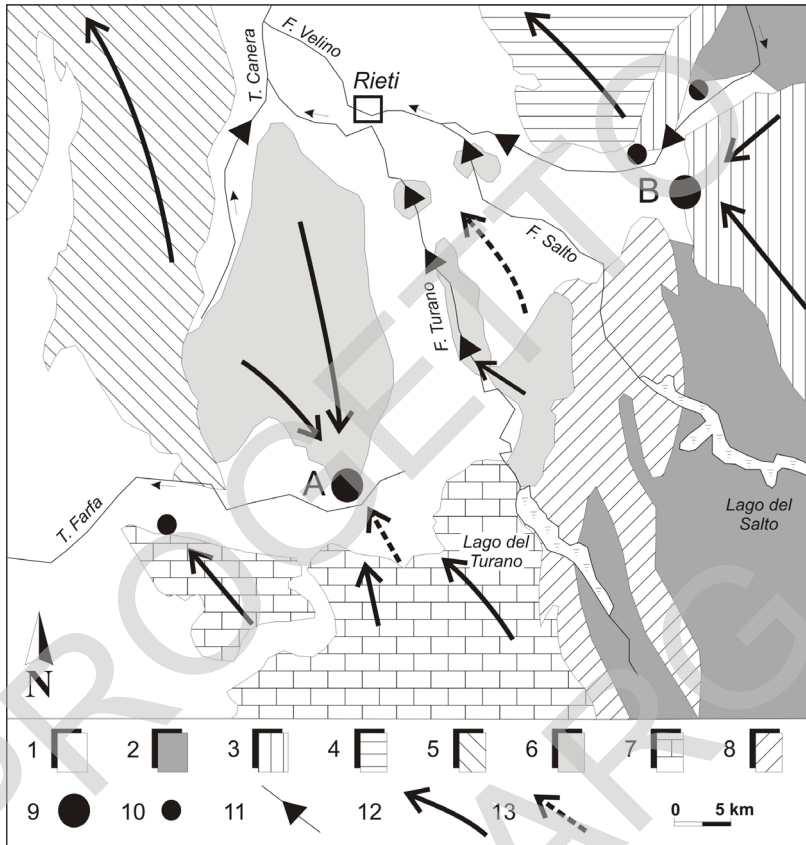


Fig. 22 - Schema idrogeologico del Foglio 357-Cittaducale e delle aree limitrofe. 1- depositi plio-quadernari del bacino tiberino e reatino (acquitardo); 2- depositi terrigeni torbiditici altomiocenici (acquicludo); Unità idrogeologiche: 3- U.I. dei Monti Giano-Nuria-Velino; 4- U.I. dei Monti Reatini; 5- U.I. dei Monti Sabini occidentali; 6- U.I. dei Monti Sabini centrali; 7- U.I. dei Monti Sabini meridionali; 8- U.I. dei Monti Sabini orientali; 9- sorgenti basali principali (A: Capore, B: Peschiera); 10- sorgenti basali di portata compresa tra 0.2 e 2 m³/s; 11- sorgente lineare; 12- direzione di flusso delle acque sotterranee; 13- direzione di flusso delle acque sotterranee in unità idrogeologiche non affioranti.

Monti di Fara Sabina. Oltre a queste, vanno segnalate le unità idrogeologiche relative ai depositi conglomeratici plio-quadernari del Bacino di Rieti (Valle del Turano e del Salto) e quella dei depositi fluviali recenti e attuali (Piana di S. Vittorino e estremità meridionale della Piana di Rieti). La figura 22 illustra la distribuzione delle diverse unità idrogeologiche e l'ubicazione delle principali sorgenti.

La Piana di S. Vittorino è sede di numerose sorgenti, in parte direttamente

alimentate dall'acquifero dei Monti Giano-Nuria-Velino, la cui più importante emergenza è rappresentata dalle Sorgenti del Peschiera, parzialmente captate per l'approvvigionamento idrico della città di Roma (9 m³/s su 18 di portata media complessiva). L'acquifero di piattaforma carbonatica alimenta però, tramite un deflusso idrico sotterraneo nel sottosuolo della piana (sia attraverso i carbonati ribassati per faglia che tramite i depositi alluvionali più permeabili, quali ghiaie, sabbie e travertini), anche importanti sorgenti ubicate sul bordo settentrionale della Piana di S. Vittorino, tra cui quelle di S. Vittorino, di Cotilia e di Paterno. Queste sorgenti presenti sul limite settentrionale della piana ricevono con tutta probabilità contributi anche dalle propaggini orientali dei Monti Reatini, avendo come area di alimentazione i carbonati presenti al letto del sovrascorrimento Olevano-AnTRODoco (PETITTA *et alii*, 2003). Oltre alle sorgenti localizzate, si individuano anche sorgenti lineari nel Fosso Acque di Cotilia e nell'alveo del Fiume Velino in località Vasche. Il Fiume Velino risulta invece indipendente dalla circolazione idrica sotterranea nel tratto di attraversamento della Piana di S. Vittorino, dove scorre in alveo rettificato pensile.

La complessa tettonica della Piana di S. Vittorino, responsabile della risalita di fluidi gassosi mineralizzanti ricchi soprattutto in CO₂ e in H₂S, influenza la sopra descritta circolazione idrica sotterranea (fig. 23), determinando la mineralizzazione solfurea e ferruginosa di alcune sorgenti, il cui esempio più evidente è dato dalle Terme di Cotilia. La complessa interazione tra tettonica, idrogeologia e risalita di fluidi idrotermali determina anche la rapida dissoluzione sotterranea dei depositi carbonatici, basali e detritici, che dà luogo alla formazione del tipico fenomeno dei *sinkhole* (BIGI *et alii*, 2000; BONI *et alii*, 2004; CAPELLI *et alii*, 2000; MENOTTI *et alii*, 1999; SALVATI & SASOWSKY, 2002).

Immediatamente a valle di S. Vittorino, nell'area di confluenza tra il Fiume Velino e il Fiume Salto, l'affioramento dei depositi meso-cenozoici umbro-sabini al di sotto delle coperture alluvionali plio-pleistoceniche, determina diversificati e importanti apporti diretti nell'alveo dei fiumi e dei canali artificiali (Enel). Qui la falda regionale risulta limitata superiormente dall'unità dei conglomerati, meno permeabile della sottostante unità carbonatica. Nei tratti dove l'erosione fluviale o gli scavi artificiali a cielo aperto o in galleria arrivano ad intercettare la sottostante unità carbonatica, si determinano incrementi diretti in alveo dell'ordine delle diverse centinaia di litri al secondo. Analogo fenomeno è stato registrato nella media Valle del Salto e soprattutto in quella del Turano, dove sono stati recentemente misurati incrementi in alveo localizzati in corrispondenza dell'affioramento del substrato carbonatico.

La sovrastante unità dei conglomerati plio-quadernari, pur dotata di una discreta permeabilità, dà luogo soltanto ad emergenze localizzate di portata ridotta (inferiore ai 10 l/s), molto spesso captate per uso potabile dai piccoli centri del reatino. E' quindi sede di una circolazione idrica sotterranea abbastanza fram-

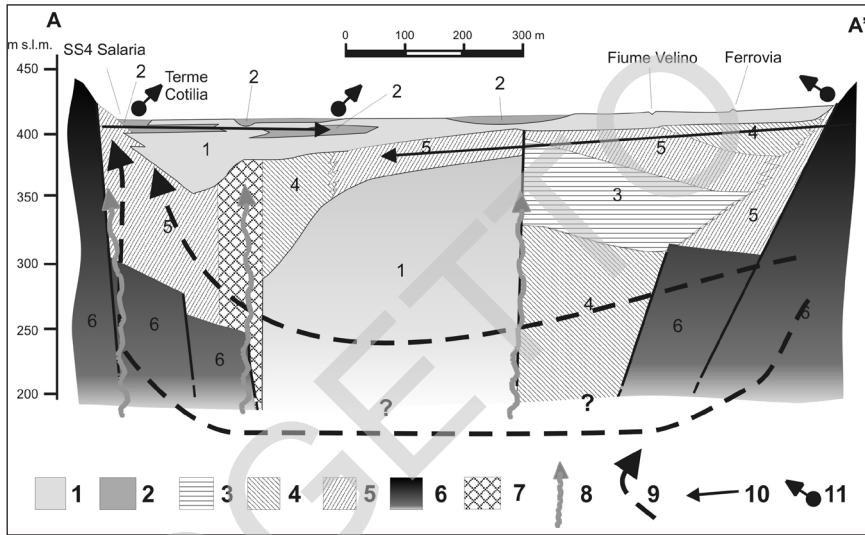


Fig. 23 - Sezione idrogeologica interpretativa della Piana di S. Vittorino (NW-SE), realizzata a partire da dati geoelettrici. 1 - Depositi limoso-argillosi a bassa permeabilità; 2 - Lenti e banchi di travertino ad alta permeabilità; 3 - Depositi sabbiosi a media permeabilità; 4 - Depositi ghiaiosi ad alta permeabilità; 5 - Ghiaie e depositi di versante a permeabilità elevata; 6 - Substrato carbonatico ad alta permeabilità; 7 - Zona di debolezza con elevata fratturazione; 8 - Risalita di fluidi mineralizzanti profondi; 9 - Direzioni di deflusso della falda regionale di base; 10 - Direzioni di deflusso della falda basale in superficie; 11 - Sorgente. (Modificato da CAPELLI et alii, 2000).

mentata, dove i livelli limoso-argillosi fungono spesso da limiti di permeabilità locali.

Il settore sud-orientale del Foglio, in corrispondenza della dorsale M. Navegna-M. Sole, non è particolarmente ricco di acque sotterranee, ma alimenta una serie di sorgenti (portata media qualche decina di litri al secondo), dovute a situazioni geologiche locali, la cui portata complessiva si attesta sui 200 l/s. La stessa unità idrogeologica contribuisce, a scala regionale, ad alimentare le importanti sorgenti de Le Capore, ubicate nella valle del Torrente Farfa, in prossimità di Frasso. Queste sorgenti, di portata media pari a 5 m³/s, sono completamente captate per l'approvvigionamento idrico di Roma e hanno un bacino di alimentazione che comprende tutta l'unità idrogeologica dei Monti Sabini centrali, ma che si estende anche verso est, come già detto, e soprattutto verso sud, nei Monti Sabini meridionali, oltre i limiti del Foglio in esame (BONI et alii, 1998).

La circolazione idrica sotterranea nei Monti Sabini occidentali risulta invece isolata da quella facente capo alle sorgenti Le Capore. In questo caso, il limite tettonico del sovrascorrimento del M. Tancia determina un limite a flusso nullo

e la conseguente separazione in due direzioni differenti del flusso idrico sotterraneo. Anche in questo caso non mancano sorgenti localizzate di portata ridotta poste proprio lungo il limite di permeabilità, ma il drenaggio sotterraneo di questa dorsale è indirizzato verso le sorgenti delle Gole di Montoro-Stifone in Umbria, a nord-ovest dell'area in esame. Tuttavia, la falda basale risulta sfiorare anche nella valle del Torrente Canera, dove sono state recentemente misurati incrementi in alveo e sorgenti localizzate per un totale di circa 400 l/s; tale area rappresenta quindi un punto di affioramento della falda regionale che contribuisce al deflusso del Canera verso la Piana di Rieti (MARTARELLI *et alii*, 2006).

Quest'ultima rappresenta un'unità idrogeologica a sè stante, il cui quadro idrodinamico ha le principali espressioni nel settore settentrionale, fuori del Foglio in esame (Sorgenti di S. Susanna, S. Liberato, Cantaro). Per l'area di affioramento nel Foglio 357-Cittaducale, la piana svolge un ruolo di scambio fiume-falda nei confronti del Fiume Turano e dello stesso Torrente Canera, anche con inversioni stagionali, che mette in gioco qualche centinaio di litri al secondo: nei periodi di morbida, i fiumi tendono a cedere acqua alla falda contenuta nei depositi alluvionali, mentre in periodo di magra è più spesso la falda contenuta nelle alluvioni a contribuire al deflusso fluviale.

La circolazione idrica sotterranea nell'unità dei Monti di Fara Sabina determina la manifestazione sorgentizia sulfurea di Farfa, di portata superiore ai 100 l/s.

Per quanto riguarda le acque minerali, oltre alle citate sorgenti delle Terme di Cotilia, va infine menzionata l'Acqua Cottorella di Rieti, acqua oligominerale alimentata dall'unità dei conglomerati plio-quadernari, di portata media inferiore al litro al secondo e sede di imbottigliamento.

2. - MATERIALI LAPIDEI

Le attività estrattive presenti nell'area in esame, regolarmente autorizzate dalla Regione Lazio, sono 11, di cui cinque di pietra calcarea utilizzata per inerti da costruzioni, cinque di depositi clastici (conglomerati, ghiaie e sabbie), anch'esse per materiali da costruzione, e una di travertino (Poggio Moiano) utilizzata come pietra ornamentale. Sono, inoltre, presenti altrettante cave inattive, quasi totalmente finalizzate, durante il periodo d'esercizio, alla fornitura di materiale da costruzione.

PROGETTO
CARG

VIII - SISMICITÀ, ASSETTO SISMOTETTONICO E PERICOLOSITÀ SISMICA

A. Lucantoni & G. Naso

L'area del Foglio 357-Cittaducale è sede di pochissimi eventi sismici documentati storicamente (tab. 1).

Le intensità epicentrali in genere non superano il VII grado MCS, tranne per un evento molto antico (174 *B.C.*) che avrebbe raggiunto il X grado MCS. Naturalmente l'area in oggetto è stata raggiunta dagli effetti di eventi il cui epicentro non è compreso geograficamente entro i limiti del Foglio geologico (in particolare l'evento sismico del 1298, il cui epicentro è stato localizzato nei pressi di Piediluco, e quello del 1898, localizzato vicino Rieti).

Dal punto di vista sismotettonico, la struttura attiva, i cui effetti dovrebbero interessare maggiormente l'area, è la *Faglia di Rieti* (BARCHI *et alii*, 2000), anche se non vi è accordo tra i ricercatori sulla persistenza della struttura in età tardopleistocenica. La faglia, con cinematica normale, è orientata N 160° e ha im-

Tab. 1 - Dati estratti dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (Gruppo di Lavoro CPTI, 1999).

Anno	Me	Gi	Area Epic.	Io	Lat.	Lon.	Magn.	M.
-174			Sabina	100	42.250	12.670	660	
1502			RIETI	70	42.383	12.950	480	
1889	04	06	POGGIO M.	60	42.300	12.667	430	
1902	10	23	REATINO	60	42.357	12.840	430	
1963	02	02	RIETI	70	42.383	12.950	480	

mersione verso SW (CAVINATO *et alii*, 1989); la sua lunghezza dovrebbe aggirarsi intorno ai 20 km e lo *slip rate* è pari a 0.2-0.4 mm/anno (MICHETTI *et alii*, 1995)

Studi paleosismologici (MICHETTI *et alii*, 1995) consentono di individuare due paleoeventi più antichi di 5000 anni *B.P.* La massima magnitudo attesa sulla faglia è 6.5 (BARCHI *et alii*, 2000).

Studi statistico-probabilistici sono stati sviluppati negli ultimi anni per definire la pericolosità sismica di base. Tali studi sono realizzati applicando una metodologia (CORNELL, 1968; BENDER & PERKINS, 1987) ampiamente consolidata e impiegata a livello internazionale, che prevede l'utilizzo di alcuni dati di base (un catalogo sismico e una zonazione sismogenetica) e l'adozione di criteri e metodi per l'elaborazione di tali dati (calcolo degli intervalli di completezza del catalogo, calcolo dei tassi di occorrenza dei terremoti, relazioni di attenuazione).

La figura 24 riporta uno dei risultati di tali studi (ALBARELLO *et alii*, 2000) per l'area del Foglio. Nella mappa vengono rappresentati i valori medi (con deviazione standard) corrispondenti a una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni) della PGA (acronimo di *Peak Ground Acceleration*). La zona a più alta pericolosità è l'angolo NE del Foglio, a ridosso della

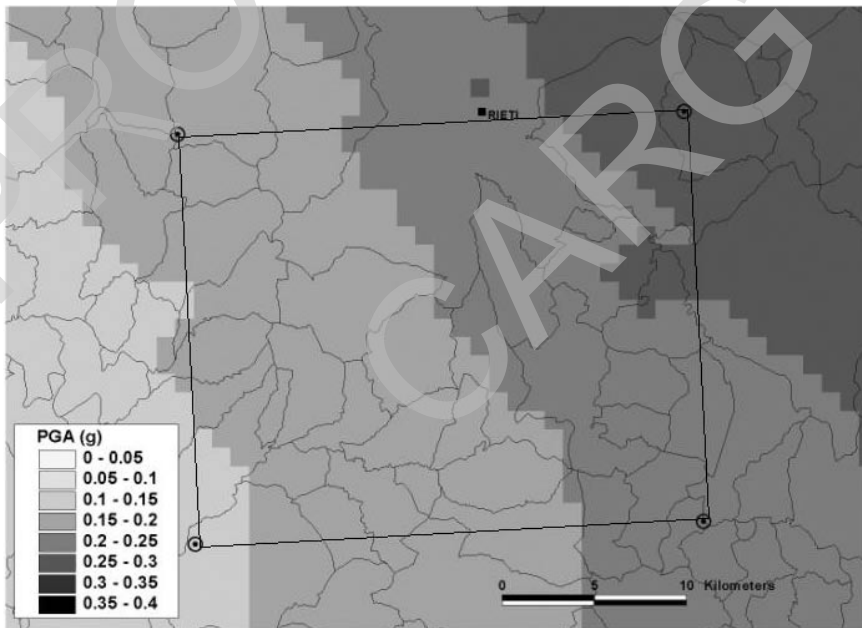


Fig. 24 - Carta della pericolosità sismica nell'area del Foglio 357-Cittaducale, in funzione del picco d'accelerazione del suolo atteso nell'area (PGA).

Faglia di Rieti, con valori di PGA di 0.20-0.25 g; una progressiva diminuzione della pericolosità si verifica muovendosi da NE a SW, con valori che scendono fino a una PGA di 0.05 g.

In merito alla classificazione sismica dei comuni il cui territorio ricade (anche parzialmente) nell'area del Foglio si può fare riferimento alla tabella 2. I dati della tabella sono estratti dal DPCM 3274/03 e Deliberazione Regione Lazio n. 766/03, aggiornati a giugno 2004.

Tab. 2 - *Classificazione sismica dei comuni ricadenti nell'area del Foglio 357-Cittaducale.*

Cod. ISTAT	Comune	Zona sismica
12057004	Ascrea	2
12057005	Belmonte in Sabina	2
12057011	Casaprota	2
12057012	Casperia	2
12057013	Castel di Tora	2
12057014	Castelnuovo di Farfa	2
12057015	Castel Sant'Angelo	2
12057016	Cittaducale	2
12057019	Colle di Tora	2
12057023	Concerviano	2
12057025	Contigliano	2
12057026	Cottanello	2
12057027	Fara in Sabina	2
12057034	Longone Sabino	2
12057038	Mompeo	2
12057039	Montasola	2
12057041	Monteleone Sabino	2
12057042	Montenero Sabino	2
12057043	Monte San Giov. in Sabina	2
12057044	Montopoli di Sabina	2
12057052	Poggio Catino	2
12057053	Poggio Mirteto	2
12057054	Poggio Moiano	2
12057055	Poggio Nativo	2

Cod. ISTAT	Comune	Zona sismica
12057059	Rieti	2
12057061	Roccantica	2
12057062	Rocca Sinibalda	2
12057063	Salisano	2
12057068	Toffia	2
12057069	Torricella in Sabina	2
12057070	Torri in Sabina	2
12057073	Varco Sabino	2

APPENDICE 1**INQUADRAMENTO BIOCRONOLOGICO E PALEOAMBIENTALE
DEI DEPOSITI PLIO-PLEISTOCENICI**

G. Barisone, D. Esu, E. Gliozzi, T. Kotsakis & M.R. Pontini

L'area interessata dal Foglio 357-Cittaducale comprende, oltre alla copertura olocenica, sedimenti terrigeni, depositatisi in ambiente marino marginale e continentale, riferibili a un sintema e a due supersintemi: *Sintema del paleo-Farfa*, *Supersintema del Torrente Farfa* e *Supersintema della Conca di Rieti*. Studi recenti e risultati delle analisi condotte durante il rilevamento del Foglio hanno permesso di caratterizzare questi depositi dal punto di vista cronologico e paleoambientale.

Il *Supersintema del Torrente Farfa* e il *Supersintema della Conca di Rieti*, costituiti entrambi da diversi sintemi, sono riferibili all'intervallo Pleistocene medio-Pleistocene superiore. I campioni, provenienti da depositi prevalentemente clastici grossolani o travertinosi litoidi, non hanno fornito resti fossili. I depositi di queste unità sono riferibili ad ambienti di piana alluvionale e fluviale e, spesso, sono terrazzati in vari ordini. Il loro riferimento cronologico al Pleistocene medio-superiore è basato sia sulla presenza di elementi vulcanici nei termini più sabbiosi delle successioni, sia sulla loro intercalazione con depositi travertinosi datati con il metodo U-Th (BRUNAMONTE *et alii*, 1992, 1993a; CARRARA *et alii*, 1992; CALDERINI *et alii*, 1998; CAVINATO *et alii*, 1994, 2000; SOLIGO *et alii*, 2002).

Il *Sintema del paleo-Farfa* affiora per gran parte del Foglio 357-Cittaducale. In esso sono state distinte l'unità marina marginale di Torre Baccelli e le unità continentali di Ornarò Basso, Monteleone Sabino, Turano, Cenciara e Fosso Canalicchio, queste ultime tre caratterizzate esclusivamente da depositi clastici

grossolani. Studi precedenti riguardanti il settore meridionale della Piana di Rieti (BERTINI & BOSI, 1976; BOSI *et alii*, 1989; CAVINATO *et alii*, 1989, 1990; CAVINATO, 1993; BARBERI & CAVINATO, 1993; BARBERI *et alii*, 1995) avevano riferito i depositi oggi collocati in queste unità all'intervallo Pliocene superiore?-Pleistocene inferiore, sulla base di alcuni ritrovamenti fossili. Nuove analisi paleontologiche, condotte durante il rilevamento del Foglio, l'analisi critica e l'aggiornamento dei dati di letteratura hanno portato a conclusioni cronostratigrafiche un po' diverse.

Unità di Ornaro Basso

L'Unità di Ornaro Basso è l'unità continentale geometricamente più bassa che affiora nell'area.

I ritrovamenti fossiliferi all'interno dei depositi più pelitici sono scarsi, limitati a rari molluschi e a pochi granuli pollinici in cattivo stato di conservazione provenienti da campioni con bassa concentrazione pollinica. In riva destra del Fosso dei Penitenti sono stati rinvenuti molluschi dulcicoli (*Lymnaea peregra* (MÜLLER), opercoli di *Bithynia* sp.) e terrestri (*Cecilioides acicula* (MÜLLER), una forma fossoria) oltre a rari granuli pollinici di Brassicaceae e resti di funghi. In tutti i casi, appartengono a forme attualmente viventi e distribuite alle nostre latitudini, per cui non forniscono dati utili né per un riferimento cronostratigrafico né per una caratterizzazione climatico-ambientale.

La sezione ubicata al km 65,2 della s.s. 4 (Via Salaria), campionata in dettaglio, è costituita da circa 22 m di successione argilloso-limosa con intercalazioni di livelli scuri costituiti da limi ricchi di materia organica e *charcoal*. A 13,5 m, 16,80 m e 17,50 m sono stati rinvenuti apparati radicali e due tronchi di Taxodiaceae in posto. Il cattivo stato di conservazione del legno non ha permesso una più dettagliata identificazione. Nonostante i numerosi campioni esaminati, i resti fossili raccolti sono risultati molto scarsi: rari frammenti di valve e/o valve giovanili di ostracodi dulcicoli (*Candona* sp., *Ilyocypris* sp., *Herpetocypris* sp. e *Cypris pubera* MÜLLER) e rari frammenti di gusci di molluschi (tra cui *Valvata piscinalis* (MÜLLER)). Questi nuovi dati si aggiungono a quelli pubblicati da BARBERI *et alii* (1995). In quest'ultimo lavoro, la sezione di Via Salaria km 65,2 era stata presa in considerazione con una campionatura meno fitta di quella effettuata nel corso del rilevamento del Foglio 357-Cittaducale, ed era stata segnalata la presenza, oltre che del tronco di Taxodiaceae, anche di scarse valve giovanili di *Candona* sp. e di rari e frammentari gusci di gasteropodi terrestri: *Carychium* cf. *C. tridentatum* (RISSO), *Limax* sp., *Cochlostoma* sp. vel *Achantinula* sp. e *Vitrea* sp.

Nessuno dei fossili rinvenuti lungo la sezione di Via Salaria km 65,2 permette un preciso riferimento cronostratigrafico. Le Taxodiaceae sono alberi ampiamente diffusi nel Pliocene italiano che, gradualmente, si estinguono, da nord verso sud, durante il Plio-Pleistocene. In Italia centrale, una foresta a Taxodiaceae si rinviene a Dunarobba (Pliocene medio) (AMBROSETTI *et alii*, 1995) e polline di

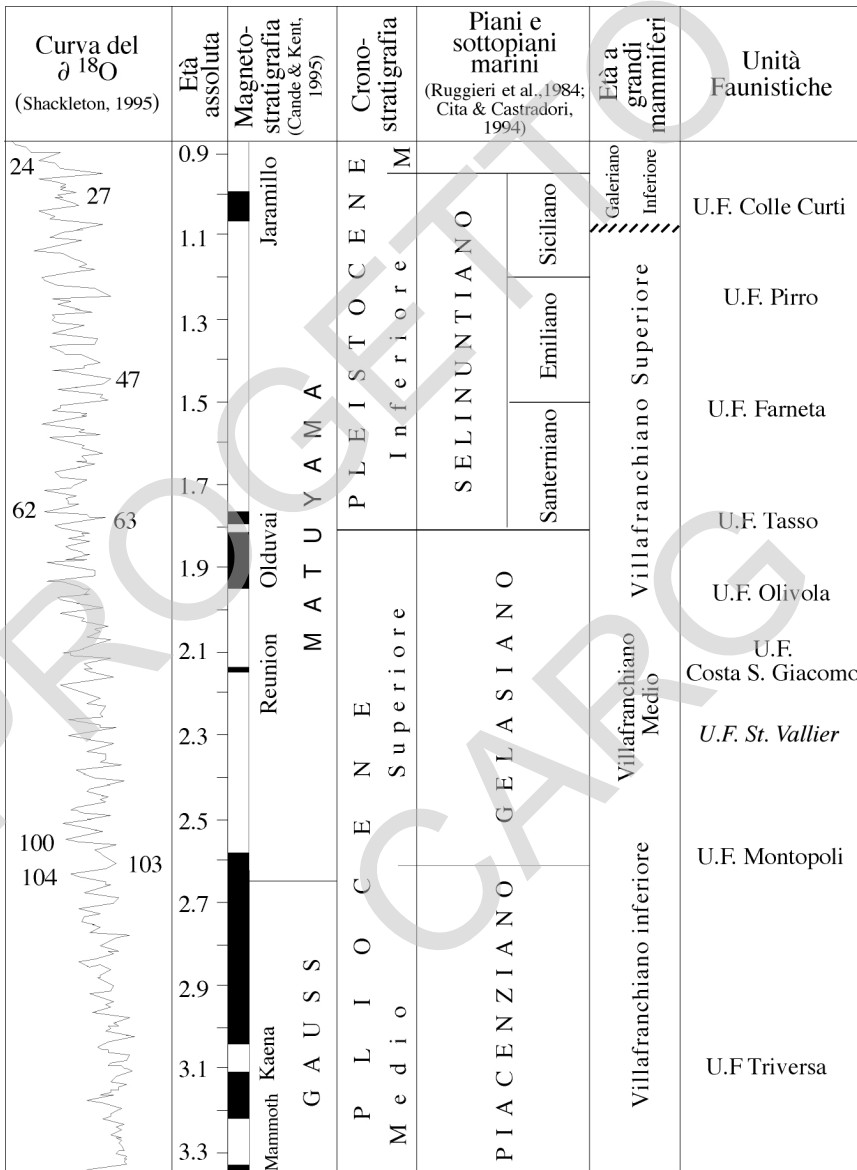


Fig. 25 – Schema stratigrafico dell'intervallo Pliocene medio-Pleistocene inferiore (modificato da GLIOZZI et alii, 1997 e PALOMBO, 2005).

Taxodium è segnalato anche a Pietrafitta (Pleistocene inferiore, età a mammiferi: Villafranchiano superiore, Unità Faunistica di Farneta) (GLIOZZI *et alii*, 1997) (fig. 25). Dal punto di vista paleoambientale, la presenza di tronchi in posto, di gasteropodi dulcicoli e terrestri igrofilo e di larve di ostracodi dulcicoli chiaramente dislocati suggeriscono l'esistenza di un paleosuolo molto umido (tipo idrosuolo) in un ambiente di piana alluvionale in cui zone emerse, umide, si alternavano a piccoli specchi d'acqua stagnante, più o meno temporanei.

BARBERI *et alii* (1995), sulla base dei rapporti stratigrafici esistenti tra l'Unità Deposizionale Superiore (= *Unità di Monteleone Sabino*) e l'Unità Deposizionale Inferiore (= *Unità di Ornaro Basso*) attribuiscono dubitativamente a quest'ultima un'età pliocenica superiore.

Unità di Monteleone Sabino

L'Unità di *Monteleone Sabino* si trova geometricamente e stratigraficamente al di sopra dell'Unità di *Ornaro Basso* ed è eteropica, verso ovest, all'unità marina marginale di Torre Baccelli, con la quale mostra numerose interdigitazioni. Questa unità ha restituito, da diverse località, rari resti fossili di molluschi dulcicoli e terrestri [*Valvata cristata* MÜLLER, *Lymnaea* sp., *Lymnaea peregra* (MÜLLER), *Bithynia leachi* (SHEPPARD), opercoli di *Bithynia* sp., *Hydrobia* s.l. sp., *Belgrandia* sp., *Vertigo antivertigo* (DRAPARNAUD), *Acanthinula aculeata* MÜLLER, Clausiliidae indet., Hygromiidae indet., Limacidae indet.], micromammiferi (Muridae indet.) e granuli pollinici [*Pinus diploxylon*, *Cathaya*, *Cedrus*, *Picea*, *Ulmus*, *Quercus*, Taxodiaceae (cf. *Sequoia*), *Osmunda*, *Botryococcus*, *Concentricystes*], oltre a resti di funghi e spore monolette e trilete.

La sezione più interessante, dal punto di vista fossilifero, è quella campionata in riva sinistra del T. Farfa, 500 m a SW della Centrale di Torre Baccelli. Si tratta di una piccola sezione con uno spessore di 6,70 m, costituita da limi argillosi e limi marnosi. I campioni hanno fornito scarsi resti di gasteropodi dulcicoli (*Valvata cristata* MÜLLER, *Lymnaea* sp.) e terrestri (*Carychium* sp.) intercalati con associazioni a carattere più salmastro caratterizzate da scarsi resti di *Hydrobia* sp., cf. *Potamides* sp., e *Bittium reticulatum* (DA COSTA). Nel campione 11 è stato rinvenuto un M¹ destro di *Apodemus* che presenta le caratteristiche di *A. atavus* HELLER (fig. 26). Poiché, tuttavia, si tratta di un singolo dente, si preferisce attribuirlo ad *Apodemus* cf. *A. atavus* HELLER. La specie è nota nelle età a mammiferi Rusciniense superiore e Villaniano dell'Europa centrale, nel Rusciniense superiore dell'Anatolia e nel Bihariano basale (Unità Faunistica Tasso) dell'Italia settentrionale (ARGENTI, 1999; MARCHETTI *et alii*, 2000).

I campioni più alti della sezione (11-14) hanno fornito un record pollinico abbondante. Complessivamente, la ricca flora pollinica rinvenuta è composta da 54 taxa, rappresentanti 54 famiglie e 53 generi. È dominata da granuli pollinici di specie erbacee, di grande valore ecologico-climatico, ma di scarso valore

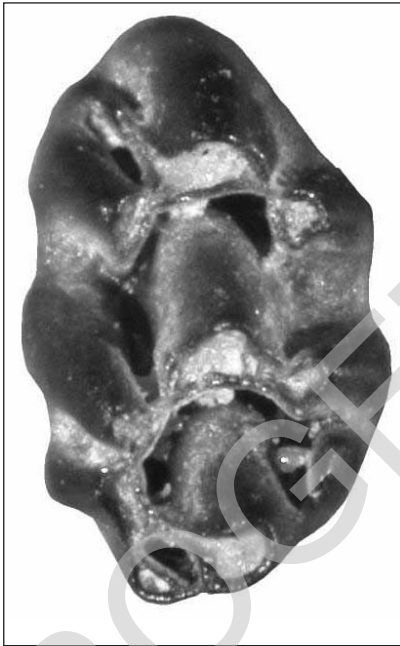


Fig. 26 – M^1 destro di *Apodemus* cf. *A. atavus* rinvenuto nella sezione in riva sinistra del T. Farfa, 500 m a SO della Centrale di Torre Baccelli (Unità di Monteleone Sabino) (x27,5).

biocronologico, essendo difficilmente riconoscibili a livello generico e specifico. Ben più significativi, invece, da questo punto di vista, sono alcune essenze arboree, scomparse dalle nostre latitudini, progressivamente dall'Italia settentrionale a quella meridionale, nel corso del Plio-Pleistocene. A questo contingente appartengono elementi tropicali-subtropicali quali *Symplocos*, *Nyssa*, e Hamamelidaceae tricolpate (*Hamamelis*, *Distylium*) che, insieme alle Taxodiaceae, sono raggruppate da BERTOLDI (1995, 1997) tra gli elementi floristici terziari. Questi elementi, che scompaiono dalla flora dell'Italia settentrionale in vari momenti del Pliocene, sembrano attardarsi in Italia centrale: in particolare, si è già detto delle Taxodiaceae, estintesi in Italia settentrionale alla fine del Pliocene superiore, ma attardatesi in Italia centrale fino al Pleistocene inferiore. A queste, devono aggiungersi anche *Symplocos*, *Nyssa* e le Hamamelidaceae tricolpate, scomparse dall'Italia settentrionale rispettivamente nel Pliocene inferiore e medio, ma rinvenute in Italia centrale nelle successioni del Pliocene superiore (BERTINI, 1994; ALBIANELLI *et alii*, 1995; PONTINI, 1997; PONTINI & BERTINI, 2000). Per quanto riguarda le informazioni ecologico-climatiche dell'area, l'analisi palinologica ha messo in evidenza un'associazione dominata da erbacee, in particolare da Poaceae e Chenopodiaceae, caratterizzanti ambienti secchi ed aperti e indicanti condizioni di deterioramento climatico (fig. 27). Questa indicazione permette ulteriormente di chiarire il quadro cronostratigrafico. Infatti, il primo importante

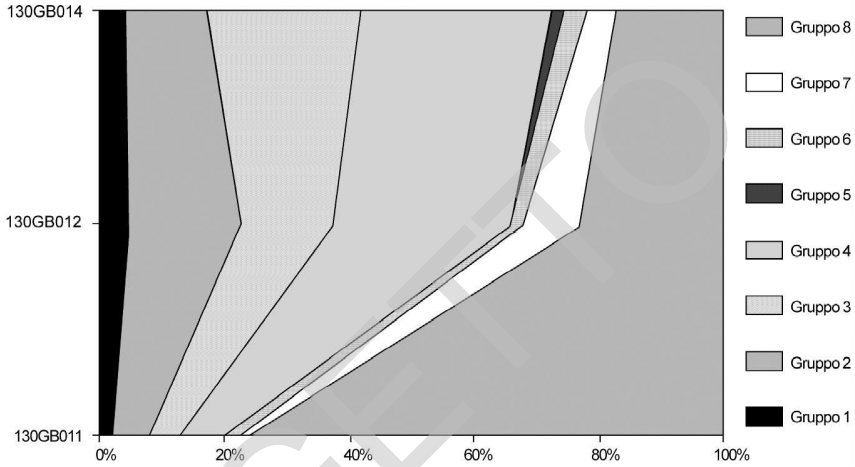


Fig. 27 – Diagramma pollinico sintetico dei campioni della sezione in riva sinistra del T. Farfa, 500 m a SO della Centrale di Torre Baccelli (Unità di Monteleone Sabino). Legenda: Gruppo 1 - Elementi subtropicali e temperato caldi (*t. Taxodium*, *t. Sequoia*, *Sciadopitys*, *Nyssa*, *Hamamelis*, *Distylium*); Gruppo 2 - Elementi della foresta temperata e temperato-calda e della foresta mediterranea sempre-verde (*Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Quercus*, ecc); Gruppo 3 - *Cathaya* e *Pinus haploxyylon*; Gruppo 4 - *Pinus* e *Pinaceae* indeterminate; Gruppo 5 - Elementi di media altitudine: *Cedrus* e *Tsuga*; Gruppo 6 - Elementi di elevata altitudine: *Abies* e *Picea*; Gruppo 7 - *Taxa* indicativi di condizioni locali e meno significativi (*Alnus*, *Cupressaceae*, granuli pollinici indeterminati ed indeterminabili); Gruppo 8 - Granuli pollinici di erbacee (*Poaceae*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Apiaceae*, *Brassicaceae*, *Sparganium*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, ecc.).

evento di raffreddamento climatico si verifica al passaggio tra il Pliocene medio ed il Pliocene superiore (2,6 Ma); a partire da questo evento si registrano, in tutto l'emisfero settentrionale, una serie di cicli glaciale-interglaciale, con una periodicità di 40.000 anni. Sulla base delle considerazioni fatte più sopra, è possibile riferire i campioni considerati ad un probabile Pliocene superiore (dopo il primo evento di raffreddamento).

BARBERI *et alii* (1995), hanno studiato due sezioni pelitiche, da loro riferite all' Unità Deposizionale Superiore, che coincide con quella che nel Foglio 357-Cittaducale è indicata come *Unità di Monteleone Sabino*, in località Belmonte. La prima affiora al Campo sportivo di Belmonte, la seconda lungo il viottolo che porta al Cimitero di Belmonte. Si tratta in entrambi i casi di successioni dello spessore di pochi metri, in cui i livelli pelitici limoso argillosi (intercalati con livelli limosi scuri ricchi di materia organica) sono compresi tra intervalli di sedimenti più grossolani, da sabbiosi a ghiaiosi. Nelle peliti sono stati rinvenuti abbondanti ostracodi dulcicoli riferibili alle specie *Ilyocypris bradyi* SARS, *Candona neglecta* SARS, *Fabaeformiscandona fabaeformis* (FISCHER), *Pseudocandona parallela* (MÜLLER), *Cyclocypris laevis* (MÜLLER), *Herpetocypris* cf. *H. chevreuxi* (SARS) e

Potamocypris zschokkei (KAUFFMANN). Queste associazioni indicano l'esistenza, nell'area, di specchi d'acqua poco profondi, permanenti, alimentati da sorgenti.

I dati paleontologici ricavati dalle nuove analisi effettuate e dalla letteratura suggeriscono che l'Unità di Monteleone Sabino si sia depositata in un ambiente piuttosto variabile ed instabile: una piana alluvionale caratterizzata da stagni temporanei o permanenti separati da aree emerse umide. Nella zona occidentale, l'interdigitazione tra l'Unità di Monteleone Sabino e quella marina marginale di Torre Baccelli giustifica l'alternarsi di facies dulcicole, terrestri e salmastre dovute ai dinamici rapporti tra aree continentali e aree marine costiere.

Da un punto di vista biocronologico, i resti fossili di molluschi e ostracodi non forniscono alcuna indicazione; per quanto riguarda il muride, con tutte le cautele imposte dal fatto che si tratta di un unico molare, si può osservare che la specie *A. atavus* è presente in Europa dalla fine del Pliocene inferiore alla base del Pleistocene inferiore. La presenza tra i palinomorfi di forme estinte in Italia centrale nel Pliocene superiore come *Symplocos*, *Nyssa* e le Hamamelidaceae tricolpate e le caratteristiche ecologico-climatiche aride indicherebbero, per l'Unità di Monteleone Sabino, un'età pliocenica superiore.

Dati a favore di un'età pliocenica proverrebbero dall'analisi critica di ritrovamenti fossili riportati in letteratura. L'Unità di Monteleone Sabino affiora anche nella zona di Castel S. Pietro-Bocchignano (UMSb), dove, nella prima parte del '900, furono rinvenuti uno scheletro completo di mastodonte [*Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT)] e la porzione mediana di una mandibola riferibile a *Stephanorhinus etruscus* (FALCONER) (MAXIA, 1948; AZZAROLI, 1980; KOTSAKIS, 1986). L'intervallo di tempo in cui queste due specie sono coesistite è quello che va dal Pliocene medio (età a mammiferi: Villafranchiano inferiore, Unità Faunistica Montopoli) al Pliocene superiore (età a mammiferi: Villafranchiano medio, Unità Faunistica Costa S. Giacomo) (GLIOZZI *et alii*, 1997).

Anche poco più a nord del limite settentrionale del Foglio 357-Cittaducale, nelle località di "S. Rufina" e "I Cappuccini", affiora ancora l'Unità di Monteleone Sabino. In queste località sono state rinvenute, rispettivamente, un'arcata dentaria superiore di *Equus stenorhinus* COCCHI e una difesa di *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis* (NESTI) (AMBROSETTI & AZZAROLI, 1973; CAVINATO *et alii*, 1990). Entrambe queste specie sono presenti in Italia dal Pliocene medio (età a mammiferi: Villafranchiano inferiore, Unità Faunistica Montopoli per la prima e Unità Faunistica di S. Vallier per la seconda) al Pleistocene inferiore (età a mammiferi: Villafranchiano superiore, Unità Faunistica Pirro). Sulla base del grado evolutivo della zanna di *M. (A.) meridionalis* rinvenuta in località "I Cappuccini", BARBERI *et alii* (1995) riferiscono i sedimenti dell'Unità Deposizionale Superiore (*sensu* BARBERI & CAVINATO, 1993, corrispondente a quella che nel presente Foglio è distinta come Unità di Monteleone Sabino) al Pleistocene inferiore. Tuttavia, considerando i dati palinologici scaturiti dalle analisi condot-

te nel corso del rilevamento del Foglio 357-Cittaducale, unitamente ai dati di letteratura, rivisti criticamente ed aggiornati, e tenendo conto che le variazioni morfologiche all'interno della linea di *M. (A.) meridionalis* sono affidabili solo quando vi è un campione significativo) è possibile riferire l'*Unità di Monteleone Sabino* al Pliocene superiore.

Unità di Torre Baccelli

L'*Unità di Torre Baccelli* affiora solo nell'estremo angolo sudoccidentale del Foglio. Due campioni di questa unità hanno fornito qualche resto fossile: presso Case Miglioramento sono stati rinvenuti rari foraminiferi bentonici (*Ammonia beccarii* LINNAEUS e *Elphidium* sp.); in una sezione a 300 m a sud di Collocchio sono state osservate bioturbazioni tipo *Thalassinoides*.

Si tratta dunque, almeno per la porzione di unità affiorante nel Foglio, di un ambiente marino litorale o, addirittura, di un ambiente marino marginale, soggetto a temporanee variazioni di salinità.

Conclusioni

Dall'analisi critica e dall'aggiornamento dei dati di letteratura, unitamente ai dati palinologici acquisiti nel corso delle analisi per il rilevamento del Foglio 357-Cittaducale, è possibile trarre le seguenti conclusioni riguardo al *Sistema del paleo-Farfa*.

Interpretazione paleoambientale:

- L'*Unità di Ornaro Basso* testimonia l'esistenza di un ambiente di piana alluvionale, in cui sedimenti pelitici, che registrano l'esistenza di ambienti instabili (aree emerse umide, pozze, anche temporanee) sono intercalati a grossi corpi ghiaiosi che testimoniano le fasi di alluvionamento della piana;
- L'*Unità di Torre Baccelli* rappresenta un ambiente marino marginale che si interdigita con l'*Unità di Monteleone Sabino*, continentale. Quest'ultima è caratterizzata da sedimenti depositi in un ambiente analogo a quello dell'*Unità di Ornaro Basso*, vale a dire una piana alluvionale variamente articolata. In prossimità del mare le pozze temporanee continentali risentivano della salinità marina trasformandosi in pozze salmastre con salinità variabile nell'ambito dell'oligo-mesoalino.

Interpretazione cronostratigrafica:

- I dati palinologici, unitamente a quelli dedotti dalla letteratura, vincolano l'età di deposizione dell'*Unità di Monteleone Sabino* al Pliocene superiore.

- Nonostante la mancanza di dati diretti, la posizione stratigraficamente inferiore dell'*Unità di Ornarò Basso* rispetto all'*Unità di Monteleone Sabino*, indica, anche per essa un'età pliocenica (probabilmente superiore) come già ipoteticamente supposto da BARBERI *et alii* (1995).

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARG

APPENDICE 2

STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI MIOCENICI

*D. Cosentino, P. Cipollari, S. Gaboardi, M.A. Laurenzi V. Pasquali &
J.S. Pignatti*

I depositi miocenici del Foglio 357-Cittaducale affiorano prevalentemente nel settore orientale e, in modo del tutto subordinato, in alcune aree del settore occidentale del Foglio.

Per quanto riguarda la distribuzione delle litofacies mioceniche, l'area del Foglio può essere divisa in settori analoghi a quelli individuati dalle successioni meso-cenozoiche: settore occidentale, settore orientale, area di Cittaducale.

1. - SETTORE OCCIDENTALE

Nel settore occidentale del Foglio, i depositi esclusivamente miocenici sono limitati all'affioramento dei litotipi appartenenti allo *Schlier* (**SCH**) e al *Bisciario* (**BIS**). In tutto il Foglio Cittaducale, lo *Schlier* è presente con alcuni affioramenti solo sul versante occidentale della Val Canera, tra S. Filippo e Poggio Perugino. Il *Bisciario*, invece, è molto più diffuso e costituisce, generalmente, il nucleo di strutture sinclinaliche (Osteria Tancia, Forca Trolla, Piane Sole, Val Canera, Monte S. Giovanni, etc.).

Lo *Schlier* è costituito da argille e argille marnose grigiastre, con foraminiferi planctonici, a cui si intercalano rari e sottili livelli calcarenitici. Le analisi

micropaleontologiche (foraminiferi e nanfossili calcarei) effettuate sugli scarsi campioni che è stato possibile prelevare hanno, comunque, consentito di ricavare alcune indicazioni per la caratterizzazione cronostratigrafica della formazione. In particolare, l'analisi dei nanfossili calcarei ha messo in evidenza associazioni caratterizzate da *Reticulofenestra* spp., *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE, *S. moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *Helicosphaera carteri* (WALLICH) e *H. walbersdorfensis* MÜLLER, che appartengono alla Sottozona di intervallo *Helicosphaera walbersdorfensis* – *Sphenolithus heteromorphus* (MNN5b) del Langhiano.

La formazione del *Bisciario* è costituita da un'alternanza di marne, marne calcaree e calcari marnosi, di colore grigio, avana e nero. Tali litotipi, localmente silicizzati, sono disposti in strati e banchi. Talora si rinviene selce nera concentrata in lenti e noduli. A volte, sono presenti sottili interstrati marnoso-argillosi. Sono, inoltre, frequenti orizzonti vulcanoclastici a carattere acido. Nei litotipi marnosi e marnoso-calcarei, sono frequenti tracce di organismi limivori. L'associazione microfaunistica è caratterizzata da radiolari, spicole di spugna e foraminiferi planctonici. Analisi micropaleontologiche condotte su *smear slides* hanno, inoltre, evidenziato una discreta presenza di nanoflora.

Inferiormente, la formazione del *Bisciario* passa a quella della *Scaglia cinerea* (SCC). Questo passaggio è marcato da un sostanziale aumento della componente argillosa. Nell'area del Foglio, il limite superiore della formazione non è presente. Lo spessore massimo rilevato in affioramento è di 50 m.

Per una migliore caratterizzazione biocronostratigrafica della formazione del *Bisciario*, è stata effettuata una fitta campionatura in località Osteria Tancia. La buona esposizione della formazione ha consentito la campionatura in serie di 56 campioni (CTD 1-56), distribuiti su uno spessore totale di 46 m. La campionatura è stata effettuata partendo dal limite con la sottostante formazione della *Scaglia cinerea*.

La sezione stratigrafica del *Bisciario* di Osteria Tancia è caratterizzata da una ripetizione ciclica di coppie marna/marna calcarea. La litologia marnoso-calcareo spesso è interessata da diffusi processi di silicizzazione. Orizzonti a silicizzazione diffusa sono rilevabili negli intervalli 15-19 m e 26-30 m dalla base della sezione, mentre tra 8 e 10 m la marna calcarea silicizzata presenta selce nera concentrata in noduli e lenti. Le caratteristiche litologiche e la posizione cronostratigrafica del *Bisciario* di Osteria Tancia sono analoghe agli affioramenti del *Bisciario* dell'Umbria e delle Marche (MONTANARI *et alii*, 1997, con bibl.) e molto simili a coevi depositi dell'Appennino emiliano (membro superiore della *Formazione di Antognola*, ODIN *et alii*, 1997a) e del Bacino Terziario Piemontese (ODIN *et alii*, 1997b).

Nei 46 m di sezione, sono stati rilevati 24 livelli vulcanoclastici, caratterizzati, oltre che da minerali argillosi, da quarzo, k-feldspato, plagioclasio e biotite. Que-

sti livelli risultano concentrati, prevalentemente, nella porzione medio-alta della sezione. In particolare, 10 livelli si distribuiscono tra 24 e 31 m, dalla base della sezione, mentre altri 10 sono presenti tra 37 e 45 m.

1.1. - GEOCRONOLOGIA

Dei 24 livelli vulcanoclastici, soltanto cinque hanno presentato caratteristiche idonee a far sperare in una loro possibile datazione geocronologica (CTD 4, CTD 39, CTD 41, CTD 45 e CTD 53). Su tali campioni è stata effettuata la datazione su plagioclasio con il metodo Ar/Ar.

CTD 4 - Questo campione rappresenta circa la base della successione analizzata, ed ha dato un separato relativamente più abbondante e con alcuni cristalli abbastanza grandi. Sono state effettuate tre misure su due aliquote di campione incluse in due diversi irraggiamenti. La prima misura ha dato uno spettro di età disturbato, con età variabili al variare del rapporto K/Ca. La seconda misura è stata effettuata su alcuni cristalli scelti per forma e limpidezza nel totale del campione irraggiato, ed ha dato uno spettro abbastanza regolare, corrispondente ad un intervallo a rapporto K/Ca quasi costante ed intorno a 0.7: l'età del *plateau* è pari a 21.01 ± 0.38 Ma (MSWD = 0.82), coincidente con l'età di isocrona, 20.87 ± 0.81 Ma (MSWD = 0.96), e l'intercetta è atmosferica. La terza misura è stata effettuata su una frazione non ultra-selezionata, ed in questa lo spettro è risultato disturbato, nonostante il rapporto K/Ca sia stato relativamente costante.

CTD 39 - Questo campione ha uno spettro disturbato, con età iniziali vecchie, e con la maggior parte dello spettro di età ad andamento abbastanza piatto ed età apparenti decisamente giovani, discrepanti con quelle di tutti gli altri campioni della serie. Il rapporto K/Ca è variabile, molto basso negli intervalli iniziali, aumenta poi verso i valori più alti riscontrati in questi campioni. Il campione non dà alcuna indicazione cronologica.

CTD 41 - Questo campione presenta uno spettro abbastanza regolare, con rapporti K/Ca crescenti che si stabilizzano poi ad un valore costante. L'età di *plateau* è pari a 19.34 ± 0.81 Ma (MSWD = 2.69), e l'età di isocrona sugli stessi intervalli è 19.91 ± 1.35 Ma (MSWD = 2.77).

CTD 45 - Anche questo campione presenta uno spettro abbastanza regolare, con rapporti K/Ca crescenti che si stabilizzano poi ad un valore costante. L'età di *plateau* è pari a 19.61 ± 0.54 Ma (MSWD = 1.76), e l'età di isocrona sugli stessi intervalli è 19.92 ± 2.10 Ma (MSWD = 2.53).

CTD 53 - Questo campione rappresenta il tetto della serie analizzata, e ne sono state misurate due frazioni di un'unica aliquota irraggiata. E' il campione caratterizzato dalla granulometria più fine. Entrambe le misure hanno dato un'età di *plateau*, ma tali età non sono concordanti: 19.49 ± 0.18 Ma (MSWD = 0.52) e

18.52 ± 0.42 Ma (MSWD = 1.88). Il rapporto K/Ca per gli intervalli di *plateau* è uguale in entrambe le misure (0.06); l'unica leggera differenza riguarda la resa di ^{40}Ar radiogenico, maggiore nella frazione con età apparente più vecchia.

1.2. - BIOSTRATIGRAFIA

Sui campioni prelevati dalla sezione di Osteria Tancia sono state analizzate le associazioni a foraminiferi planctonici e a nannofossili calcarei. Qui di seguito vengono riportati i risultati di tali analisi.

1.2.1. - *Foraminiferi planctonici*

La presenza di *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) nella parte bassa della sezione e di *Catapsydrax* in tutta la sezione, permettono di assegnare i campioni analizzati alla Biozona *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis* (IACCARINO, 1985), di età Aquitaniano-Burdigaliano inferiore.

La suddetta biozona viene divisa in due subzone (IACCARINO, 1985), in base alla comparsa di *Globigerinoides altiapertura* BOLLI; la sua assenza nei campioni esaminati potrebbe indurre ad assegnarli tutti alla Subzona *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, tuttavia si ritiene che la sua assenza non possa essere affermata con certezza, in particolare nella parte più alta della sezione, poiché potrebbe essere irricognoscibile a causa dello stato di conservazione. Un maggiore dettaglio si può avere considerando la distribuzione di alcuni *taxa* indicati da IACCARINO (1985) all'interno delle subzone. *Globigerina tripartita* KOCH, presente fino al campione CTD 28, scompare all'interno della Subzona *Globoquadrina dehiscens dehiscens*; *Zeaglobigerina woodi* (JENKINS), presente nel campione CTD 12, compare invece nella sua parte alta; *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER scompare nella parte bassa della Subzona *Globigerinoides altiapertura-Catapsydrax dissimilis*.

In base a queste distribuzioni, si può assegnare la sezione alla Subzona *Globoquadrina dehiscens dehiscens* dalla base fino al campione CTD 28; inoltre, per la presenza di *Z. woodi* (JENKINS) si può supporre che sia qui rappresentato l'intervallo più giovane della subzona. La parte alta della sezione viene genericamente attribuita alla Biozona *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis*, non essendo possibile definire la subzona.

1.2.2. - *Nannofossili calcarei*

I campioni prelevati nella sezione di Osteria Tancia (CTD 1 – CTD 56), quando non sterili, presentano associazioni estremamente scarse e mal conservate. Si osserva la presenza di rare forme che, per la loro struttura, sono particolarmente resistenti sia a fenomeni di dissoluzione che di rimaneggiamento; ne consegue che non è possibile determinare se si tratta di forme accumulate o risedimentate. In particolare, fino al campione CTD 13 non si è in grado di escludere un riferimento all'Oligocene superiore. Tuttavia, in CTD14 si osserva la presenza di *Helicosphaera carteri* (WALLICH) la cui *First Common Occurrence* (FCO) si colloca al tetto della sottozona MNN1d. La presenza di tale specie è estremamente discontinua in tutta la sezione e solo in un campione, CTD 34, è stata riscontrata la presenza di *Sphenolithus disbelemnus* FORNACIARI & RIO, la cui *First Occurrence* (FO) definisce la base della sottozona MNN1d. Sulla base della presenza di *H. carteri*, anche se non abbondante, si ritiene di poter indicare la sottozona MNN1d come riferimento cronostratigrafico valido per la porzione di sezione Osteria Tancia situata al di sopra dei 7 metri basali.

2. - SETTORE ORIENTALE

2.1. - LITOSTRATIGRAFIA

I depositi miocenici del settore orientale del Foglio 357-Cittaducale hanno risentito notevolmente della vicinanza dei domini di rampa carbonatica che durante il Miocene si andavano sviluppando in quelle aree che nel Mesozoico avevano ospitato la sedimentazione di piattaforma carbonatica. Infatti, nella successione miocenica del settore orientale del Foglio, l'elemento più ricorrente è la presenza di risedimenti carbonatici nelle pelagiti ed emipelagiti del Bacino Sabino.

Il termine più antico della successione, che si deposita però a cavallo del limite Oligocene/Miocene, è costituito da calcari, con tessitura *packstone-grainstone*, color nocciola, stratificati o in banchi, con grossi noduli di selce marrone o bianca (*Calcareniti a miogypsine e lepidocycline*, CFR₂). Sono presenti, inoltre, interstrati argillosi, che diminuiscono di frequenza andando verso l'alto, e deformazioni da *slumping*. Le microfacies prevalenti sono *packstone* a foraminiferi planctonici e spicole di spugna e *packstone-grainstone* a macroforaminiferi, spesso isoorientati.

Verso l'alto, queste calcareniti con macroforaminiferi passano a una litofacies calcarenitica, color nocciola, a volte ricca in spicole di spugna (litofacies calcarenitica dell'*Unità Spongolitica*, *Membro di Guadagnolo*, SPT_{1a}). Caratteristici di

questa litofacies sono frequenti punti rossi di ossidazione, diffusi nel sedimento carbonatico. Sono presenti, inoltre, intercalazioni marnose spongolitiche e livelli calcarei (*wackestone-packstone*) con foraminiferi planctonici e macroforaminiferi. A volte, nelle bancate calcarenitiche sono presenti orizzonti ricchi in foraminiferi bentonici, selezionati e isorientati, e strutture sedimentarie quali laminazioni e gradazioni. Le microfacies prevalenti sono *grainstone* con macroforaminiferi e spicole di spugna e *packstone* con foraminiferi planctonici e spicole di spugna.

Andando verso l'alto, nella successione miocenica del margine orientale del Bacino Sabino diventa prevalente la litofacies marnosa (litofacies marnosa dell'Unità Spongolitica, *Membro di Guadagnolo*, **SPT1_b**), caratterizzata da marne color nocciola, fogliettate, con foraminiferi planctonici e spicole di spugna. Questa litofacies è anche la più potente tra le litofacies che costituiscono il *Membro di Guadagnolo* dell'Unità Spongolitica (550-600 m di spessore stimato).

Al di sopra del *Membro di Guadagnolo* dell'Unità Spongolitica (**SPT1_b**), un generale evento regressivo determina la sedimentazione di depositi carbonatici di rampa (*Calcari a briozoi e litotamni*, **CBZ**). In particolare, nel settore orientale del Foglio, alla base di questa formazione è presente la litofacies intermedia (*Calcareniti a punti rossi*, **CBZ₂**), caratterizzata da calcareniti color nocciola e grigie, ben stratificate, prevalentemente sterili. Anche in questa litofacies sono presenti frequenti punti rossi di ossidazione e si osservano, inoltre, orizzonti bioturbati (*Thalassinoides*). Nella porzione medio-superiore di questa litofacies sono presenti orizzonti bioclastici ricchi in briozoi, alternati a marne e marne calcaree di colore nocciola. La porzione superiore di questa litofacies è costituita da calcareniti prevalentemente sterili, con strutture a losanga. Un orizzonte marnoso di circa 5 m di spessore, con deformazioni da *slumping*, fa da passaggio alle soprastanti *Calcareniti a briozoi* (**CBZ₃**).

Le *Calcareniti a briozoi* (**CBZ₃**) sono costituite prevalentemente da calcareniti bianche biodetritiche, generalmente con strutture a losanga, contenenti frammenti di briozoi e litotamni. Nel settore di Stipes, comunque, sono molto ben evidenti quattro intercalazioni di calcareniti più marnose, caratterizzate da elevata bioturbazione e granuli glauconitici, riconducibili ad altrettanti momenti trasgressivi che hanno interessato questa porzione del margine del Bacino Sabino. La microfacies più caratteristica di **CBZ₃** è un *grainstone* biodetritico, con rari foraminiferi bentonici a guscio ricristallizzato.

Al di sopra delle *Calcareniti a briozoi* (**CBZ₃**) si sedimenta l'Unità argilloso marnosa (**UAM**), caratterizzata, alla base, per circa 1-2 m di spessore, da marne calcaree glauconitiche, con bioturbazioni, che passano verso l'alto a marne grigiastre ricche in foraminiferi planctonici, tra cui *Orbulina* spp.

Con la sedimentazione dell'**UAM** inizia la successione dei depositi sin-orogeneri, comprensivi dei depositi legati alle prime fasi flessurali che coinvolgono le aree di avampaese in seguito alla migrazione del sistema orogenico. La sedimen-

tazione dell'UAM segna, in questo settore dell'Appennino, l'annegamento delle rampe carbonatiche di avampaese che, fino a quel momento, avevano contribuito a fornire i flussi carbonato-clastici risedimentati nelle porzioni più prossimali del margine del Bacino Sabino. A testimonianza di questo annegamento, la UAM non contiene risedimenti carbonato-clastici, ma passa verso l'alto ai depositi silico-clastici dell'*Unità arenaceo-pelitica* (UAP), che nel settore orientale del Foglio 357-Cittaducale sono caratterizzati, prevalentemente, da depositi torbiditici in associazioni arenacee, contenenti rari interstrati argilloso-marnosi. Questi ultimi depositi segnano il definitivo coinvolgimento del settore dei Monti Sabini orientali nel dominio dell'avanfossa appenninica.

2.2. - BIOSTRATIGRAFIA

Le campionature per le analisi biostratigrafiche sono state effettuate: 1) in riva destra del Lago del Turano, in prossimità della diga; 2) lungo la strada Longone Sabino – Rocca Sinibalda; 3) lungo la strada che dal lago sale verso Stipes, in prossimità del paese; 4) sul versante orientale di Ripa del Leone. Sulle campionature effettuate, a seconda della biofacies presente, sono state analizzate le associazioni a macroforaminiferi, a foraminiferi planctonici e a nannofossili calcarei.

I migliori risultati per vincolare la successione miocenica del settore orientale del Foglio 357 sono stati ottenuti dall'analisi delle associazioni a macroforaminiferi, per la porzione inferiore della successione (intervallo Aquitaniano-Burdigaliano), e dalle associazioni a nannofossili calcarei presenti nelle porzioni pelitiche della successione. Risultati molto deludenti sono stati, invece, ottenuti dall'analisi delle associazioni a foraminiferi planctonici.

2.2.1. - Macroforaminiferi

Le associazioni a macroforaminiferi presenti alla base della successione miocenica del settore orientale del Foglio (*Calcarenti a miogypsine e lepidocycline*, CFR₂) sono caratterizzate dalla presenza di *Amphisteginae*, *Lepidocyclinae*, *Miogypsinae*, *Heterostegina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Miogypsinoidea* sp., *Operculina* sp., *Eulepidina* sp., *Borelis* sp., *Spiroclypeus* sp. Tali associazioni sono riferibili all'intervallo zonale SB23 p.p.-SB24 p.p. (CAHUZAC & POIGNANT, 1997; Chattiano inferiore p.p. – Aquitaniano inferiore p.p.). C'è da segnalare, inoltre, che in alcuni campioni sono state osservate forme rimaneggiate dal Maastrichtiano, come *Orbitoides* sp.

Salendo nella successione, la litofacies calcarenitica (SPT_{1a}), alla base dell'*Unità Spongolitica* (*Membro di Guadagnolo*), è caratterizzata da associazioni

a macroforaminiferi costituite da: *Lepidocyclinae*, *Amphisteginae*, *Miliolidae*, *Peneroplidae*, *Nephrolepidina morgani* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Miogypsina* gr. *globulina* (MICHELOTTI), *Elphydium* sp., *Miogypsinoidea* sp., *Operculina* sp., *Spirochlypeus* sp. e *Borelis* sp.

Le associazioni a macroforaminiferi osservate nella litofacies calcarenitica dell'Unità Spongolitica (Membro di Guadagnolo, SPT_{1a}) sono riferibili all'intervallo SB24 p.p.-SB25 p.p. (CAHUZAC & POIGNANT, 1997; Aquitaniano inferiore p.p. – Burdigaliano inferiore p.p.). Anche in questo caso, come nelle sottostanti Calcareniti a miogypsine e lepidocycline, sono stati osservati esemplari di *Orbitoides* sp., rimaneggiati dai livelli maastrichtiani.

Nella sovrastante litofacies marnosa dell'Unità Spongolitica (Membro di Guadagnolo, SPT_{1b}) le associazioni a macroforaminiferi sono presenti solo nelle rare intercalazioni calcarenitiche che interessano questa litofacies e sono generalmente caratterizzate da *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp., *Operculina* sp. e da forme rimaneggiate dell'Eocene superiore (*Pellatospira* sp.) o del Maastrichtiano (*Orbitoides* sp. e *Siderolites* sp.).

Le associazioni a macroforaminiferi presenti in questa litofacies non consentono di ricavare indicazioni cronostratigrafiche; tuttavia, incrociando i dati del benthos nelle intercalazioni calcarenitiche con i risultati ottenuti dall'analisi dei nannofossili calcarei e dei foraminiferi planctonici, è possibile collocare la litofacies marnosa dell'Unità Spongolitica (Membro di Guadagnolo, SPT_{1b}) nell'intervallo zonale SB25 p.p. – SB26 p.p. (CAHUZAC & POIGNANT, 1997; Burdigaliano inferiore p.p. – Langhiano inferiore p.p.).

Le Calcareniti a punti rossi (CBZ₂), quando non completamente sterili, sono caratterizzate dalla presenza di *Miliolidae* e *Peneroplidae*, non diagnostici per un'indicazione biostratigrafica. Anche nelle soprastanti Calcareniti a briozi (CBZ₃) le associazioni sono scarse e caratterizzate esclusivamente da *Rotalidae*, *Amphistegina* sp., *Borelis* sp. e *Miogypsina* sp. Per posizione stratigrafica, CBZ₂ e CBZ₃ possono essere riferite alla zona SB 26 p.p.

2.1.2. - Foraminiferi planctonici

L'analisi delle associazioni a foraminiferi planctonici è stata effettuata su tre sezioni del settore orientale del Foglio 357-Cittaducale: 1) sezione di Longone Sabino, 2) sezione di Stipes, 3) sezione di Ripa del Leone.

Nella sezione di Longone Sabino è stata campionata la porzione basale della litofacies marnosa dell'Unità Spongolitica (Membro di Guadagnolo, SPT_{1b}). Nei campioni analizzati, lo stato di conservazione dei foraminiferi planctonici permette il riconoscimento di pochi taxa [*Globigerina ciproensis angustiumbilitata* BOLLINI, *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerina ciproensis ciproensis*

BOLLI, *Globigerina falconensis* BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globoquadrina* sp., *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN & JARVIS), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globorotalia continua* BLOW, *Globorotalia siakensis* (LE ROY)]; le specie riconosciute, inoltre, non danno indicazioni precise di biozone, ma per la loro presenza nella sezione permettono di assegnare i campioni analizzati ad un generico Miocene inferiore-medio, secondo le distribuzioni di IACCARINO (1985) per il Mediterraneo.

L'assenza di *Catapsydrax* permetterebbe di escludere la parte basale del Miocene (Aquitano-Burdigaliano inferiore). D'altra parte, l'assenza del gruppo *Orbulina* potrebbe ulteriormente restringere il campo, indicando come età massima un Langhiano inferiore. Comunque, per il pessimo stato di conservazione delle associazioni a foraminiferi planctonici, non è consigliabile affidarsi all'assenza di taxa.

Nella sezione di Stipes, è stato campionato il tetto della litofacies marnosa dell'Unità *Spongolitica* (Membro di *Guadagnolo*, **SPT_{1b}**), sono state campionate le intercalazioni marnose delle *Calcareniti a punti rossi* (**CBZ₂**) e le marne dell'Unità *argilloso marnosa* (**UAM**).

L'età della parte bassa della sezione di Stipes (parte alta di **SPT_{1b}** e parte medio-bassa di **CBZ₂**, campioni CTD 66 – 70) non è determinabile a causa del cattivo stato di conservazione degli esemplari. La presenza di *Praeorbulina glomerosa* BLOW e di esemplari sferici, la cui attribuzione al genere *Praeorbulina* o *Orbulina* non è possibile per lo stato di conservazione, consentono di assegnare i campioni CTD 71 e CTD 72 (parte alta di **CBZ₂**) all'intervallo compreso tra la Zona a *Praeorbulina glomerata* e la Subzona *Orbulina suturalis* (Langhiano).

I campioni prelevati nell'Unità *argilloso marnosa* (**UAM**) affiorante nella sezione di Stipes e in quella di Ripa del Leone forniscono dati contrastanti tra campioni provenienti dalla stessa sezione e tra sezioni differenti. Inoltre, la parte basale di **UAM** nella sezione di Stipes (campioni CTD 74 – 76) dovrebbe rientrare nella Subzona *Orbulina suturalis*, per la presenza del marker basale e l'assenza di *Orbulina universa* D'ORBIGNY, praticamente coeva alla parte alta di **CBZ₂**.

Nella sezione di Ripa del Leone, la presenza di *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN & STAINFORTH, nel campione basale, attribuirebbe alla sezione un'età che parte almeno dal Langhiano superiore (Subzona *G. praemenardii* – *G. peripheroronda*). Inoltre, l'assenza nella sezione di *G. peripheroronda* BLOW & BANNER potrebbe indurre ad attribuire alla sezione un'età per lo meno serravalliana inferiore, tuttavia la forte ricristallizzazione e deformazione non consentono di escludere la sua presenza, resa irriconoscibile. I dati dei foraminiferi planctonici portano, quindi, ad attribuire l'**UAM** di Ripa del Leone al Langhiano superiore-Serravalliano inferiore, età molto simile a quella del passaggio stratigrafico **CBZ₂/CBZ₃** e decisamente più vecchia di quella suggerita dai nannofossili calcarei in sezioni limitrofe (Vallecupola e Turania, CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI et alii, 1993).

La presenza di *Globigerinoides bisphericus* TODD nel campione CTD 86, indicativo della base del Langhiano, fa ipotizzare la presenza di rimaneggiamento, che potrebbe essere la giusta chiave di lettura di queste associazioni a planctonici più vecchie di quanto emerso dall'analisi dei nannofossili calcarei nella sezione di Stipes e dalle conoscenze regionali sull'età dell'UAM (CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993).

2.1.3. - *Nannofossili calcarei*

L'analisi delle associazioni a nannofossili calcarei è stata effettuata su tre sezioni del settore orientale del Foglio 357-Cittaducale: 1) sezione Lago del Turano; 2) sezione di Longone Sabino; 3) sezione di Stipes.

Nella sezione del Lago del Turano, è stata indagata la porzione medio-alta dell'unità **SPT_{1a}** (campioni CTD 45 e CTD 46). Le associazioni risultano affette da forte dissoluzione e sono quindi molto scarse e oligotipiche. Tuttavia, è stata diagnosticata la presenza significativa di *Helicosphaera carteri* (WALLICH). Questo dato, insieme alla rara presenza di *H. euphratis* HAQ, sempre subordinata a quella di *H. carteri*, nonché l'assenza di *H. ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, concordano nel collocare i campioni analizzati dopo la FCO di *H. carteri*, dopo l'*Acme End* (AE) di *H. euphratis* e prima della FO di *H. ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, quindi nella zona MNN2a.

I campioni prelevati nella sezione di Longone Sabino (CTD 57-CTD 65), relativi alla porzione basale di **SPT_{1b}**, mostrano uno stato di conservazione piuttosto scarso e le associazioni non sono abbondanti. Tuttavia, per la presenza di *Helicosphaera mediterranea* MÜLLER nel campione CTD 58, si ritiene di poter attribuire l'intervallo stratigrafico esaminato alla sottozona MNN2b (Burdigaliano inferiore). Rimane dubbia la posizione del campione stratigraficamente più basso (CTD 57) nel quale tale specie non è stata rilevata. Tuttavia, vista la prossimità al campione CTD 58 (circa 1 m) e considerando che la FO di *H. mediterranea* MÜLLER si verifica già all'interno della sottozona MNN2b, si ritiene di poter ascrivere a tale sottozona l'intera sezione di Longone Sabino, inclusa la sua porzione basale.

La campionatura della sezione di Stipes interessa la porzione sommitale di **SPT_{1b}** (CTD 66 – CTD 69), la **CBZ₂** (CTD 70 – CTD 73) e la parte basale di **UAM** (CTD 74 – CTD 78). Le associazioni osservate nei campioni CTD 66 – CTD 67 sono ben conservate e abbondanti: in base alla compresenza di *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE e di *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, questa parte della sezione stratigrafica esaminata è stata riferita alla biozona MNN4a (RIO *et alii*, 1996). *H. ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON è, invece, assente nel campione CTD 68 che è, quindi, stato collocato nella parte

altissima della sottozona MNN4a, al di sopra della *Last Common Occurrence* (LCO) di questo *marker*. I campioni CTD 69 e CTD 70 registrano l'intervallo di *paracme* di *S. heteromorphus* DEFLANDRE (MNN 4b), mentre il campione CTD 71, con il rientro di *S. heteromorphus* DEFLANDRE, definisce la sottozona MNN 5b. I campioni CTD 72 e 73 indicano la sottozona MNN5b, in quanto collocabili al di sopra della FCO di *H. walbersdorfensis* MÜLLER. La sezione di Stipes, comprendente i termini **SPT_{1b}** e **CBZ₂** della successione miocenica affiorante nel Foglio 357-Cittaducale, è quindi riferibile all'intervallo cronostratigrafico Burdigaliano superiore – Langhiano superiore.

Infine, i campioni CTD 74 – CTD 78 sono risultati o sterili (CTD 75 e CTD 76) o con associazioni scarse e poco conservate. In questi, il genere *Discoaster*, quando presente, è caratterizzato da rare forme, mal conservate. Per la presenza comune di *H. stalis* THEODORIDIS e *H. pacifica* MÜLLER & BRÖNNIMANN (CTD 77 e CTD 78) si ritiene che questa porzione di sezione analizzata non sia più vecchia della zona MNN8. Poiché, inoltre, *Discoaster* non è presente in maniera significativa, non si esclude l'appartenenza della parte sommitale alle biozone MNN9 e MNN10 (Tortoniano inferiore e superiore).

3. - AREA DI CITTADUCALE

Nell'area di Cittaducale (settore nord-orientale), la successione miocenica è scarsamente diffusa, i pochi affioramenti sono concentrati sul versante a monte di San Vittorino e appartengono alle *Calcareniti arancioni* (**CBZ₁**), alle *Calcareniti a punti rossi* (**CBZ₂**) e all'*Unità argilloso marnosa* (**UAM**).

Gli scarsi affioramenti e l'intensa tettonizzazione non hanno consentito di effettuare campionature significative per un'analisi stratigrafica di dettaglio.

E' senz'altro da sottolineare il fatto che quelli di San Vittorino sono gli unici affioramenti di *Calcareniti arancioni* (**CBZ₁**) dell'intero Foglio 357-Cittaducale. Esse poggiano in paraconcordanza sui *Calcarei a radiolitidi* (**RDT**) del Cretacico superiore. Si tratta generalmente di calcareniti arancioni o giallastre, talora grossolane, con glauconie in granuli di qualche millimetro di diametro, denti di pesce, e abbondanti bioclasti di molluschi ed echinidi. A volte si rinvencono patine fosfato-glauconitiche con caratteristiche di *hardground*. Gli spessori sono limitati e, generalmente, non superano i 10 m.

Le *Calcareniti arancioni* passano verso l'alto alle *Calcareniti a punti rossi* (**CBZ₂**), che mostrano caratteristiche molto simili a quelle descritte per il settore orientale del Foglio (sezione di Stipes), ma che nel settore di San Vittorino presentano spessori più elevati (60 m circa).

Queste due unità mioceniche sono in contatto tettonico con la soprastante *Unità argilloso marnosa* (**UAM**), costituita da marne e marne calcaree con glau-

conie e bioturbazioni, e marne argillose ricche in foraminiferi planctonici, tra cui *Orbulina universa* D'ORBIGNY, presente in piccoli affioramenti all'estremità orientale del settore.

4. - CORRELAZIONI STRATIGRAFICHE

Nel Foglio 357-Cittaducale, i depositi miocenici presenti fanno parte di un ampio sistema bacino-rampa, con i depositi bacinali affioranti nei settori occidentali del Foglio (top *Scaglia cinerea*, **SCC**, *Bisciario*, **BIS** e *Schlier*, **SCH**), mentre le facies di rampa ne caratterizzano il settore orientale (*Calcareniti a miogyssine* e *lepidocycline*, **CFR₂**, *Unità Spongolitica*, *Membro di Guadagnolo*, **SPT₁**, *Calcari a briozoi e litotamni*, **CBZ**). Oltre a questi depositi pre-orogenesi, nel settore orientale del Foglio, sono presenti, anche se in maniera piuttosto limitata, i depositi terrigeni associati alla subsidenza flessurale del settore, in seguito al suo coinvolgimento nel sistema orogenico (*Unità argilloso-marnosa*, **UAM**, e *Unità arenaceo-pelitica*, **UAP**).

In Tav. 2, è riportato lo schema di correlazione stratigrafica dei depositi miocenici affioranti nel Foglio 357-Cittaducale. Per la compilazione dello schema sono stati utilizzati, principalmente, i dati ottenuti dalle analisi biostratigrafiche e geocronologiche condotte in ambito CARG durante il rilevamento del Foglio (Osteria Tancia, Val Canera, Longone 1 e 2, Lago del Turano, Stipes), e subordinatamente dati di letteratura provenienti da aree prossime a quelle del Foglio, in condizioni tettono-stratigrafiche simili (Turania, Vallecupola e Marcetelli, CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993). Per quanto riguarda gli schemi delle biocronozone di Tav. 2 è stato fatto riferimento a:

- nannofossili calcarei extra Mediterraneo A: MARTINI, 1971;
- nannofossili calcarei extra Mediterraneo B: OKADA & BUKRY, 1980;
- nannofossili calcarei Mediterraneo C: FORNACIARI & RIO, 1996; FORNACIARI *et alii*, 1996;
- foraminiferi planctonici extra Mediterraneo D: BLOW, 1969;
- foraminiferi planctonici Mediterraneo E: IACCARINO, 1985;
- macroforaminiferi Mediterraneo F: CAHUZAC & POIGNANT, 1997.

La successione meno vincolata stratigraficamente è quella di San Vittorino, dove, per l'elevata tettonizzazione dell'area, non è stato possibile fare campionature di dettaglio a scopo stratigrafico. In questo caso, viene proposta un'ipotesi conservativa, che considera le unità mioceniche di San Vittorino coeve a quelle omologhe affioranti a Stipes. Di conseguenza, per posizione stratigrafica, il top delle *Calcareniti arancioni* (**CBZ₁**) potrebbe essere considerato Langhiano basale, mentre la sua porzione inferiore potrebbe essere attribuita alla parte alta del

Burdigaliano. Quest'ultima attribuzione cronostratigrafica è, comunque, del tutto ipotetica, non essendoci dati a riguardo. Nel Foglio 358-Pescorocchiano, le *Calcareniti arancioni* sono state attribuite interamente al Langhiano.

I depositi sin-orogenesi affioranti nel Foglio 357-Cittaducale non hanno fornito buoni dati biostratigrafici. Le associazioni a foraminiferi planctonici presenti nell' *Unità argilloso-marnosa (UAM)* ha dato indicazioni di età più vecchie di quella della sottostante formazione dei *Calcarei a briozoi e litotamni (CBZ)*, mentre le associazioni a nannofossili calcarei indicano età non più vecchie della Zona MNN8 (base Tortoniano). I dati presenti in letteratura (Turania, Vallecupola e Marcellini, CIPOLLARI & COSENTINO, 1992; CIPOLLARI *et alii*, 1993), consentono di collocare la **UAM** nella Zona MNN11 (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore)

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988) - *Note illustrative alla carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. Prog. Fin. Geodinamica, Quad. "La Ricerca Scientifica", C.N.R., **114** (5): 223 pp. Roma.
- ACCORDI B., DEVOTO G., LA MONICA G. B., PRATURLON A., SIRNA G. & ZALAFFI M. (1969) - *Il Neogene nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Giorn. Geol., ser. 2, **35** (4): 235-268, Bologna.
- ALBARELLO D., BOSI V., BRAMERINI F., LUCANTONI A., NASO G., PERUZZA L., REBEZ A., SABETTA F. & SLEJKO D. (2000) - *Carte di pericolosità sismica del territorio nazionale*. Quaderni di Geofisica, **12**, 8 pp.
- ALBIANELLI A., BERTINI A., MAGI M., NAPOLEONE G. & SAGRI M. (1995) - *Il bacino Plio-Pleistocenico del Valdarno superiore: eventi deposizionali, paleomagnetici e paleoclimatici*. Il Quaternario, **8**(1): 11-18.
- ALFONSI L., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (1991a) - *Strike slip tectonics in the Sabina area*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 481-488, Roma.
- ALFONSI L., FUNICIELLO R., GIROTTI O., MAIORANI A., MATTEI M., PREITE MARTINEZ M., TRUDU R. & TURI B. (1991b) - *Structural and geochemical features of the Sabina strike-slip fault*. Boll. Soc. Geol. It., **110**: 217-230, Roma.
- AMBROSETTI P. & AZZAROLI A. (1973) - *Alluvioni fossilifere dei bacini lacustri*. In: Desio A.: *Geologia dell'Italia*. 739-753, UTET, Torino.
- AMBROSETTI P., BASILICI G., CIANGHEROTTI A.D., CODIPIETRO G., CORONA E., ESU D., GIROTTI O., LO MONACO A., MENEGHINI M., PAGANELLI A. & ROMAGNOLI M. (1995) - *La foresta fossile di Duna-robbia (Terni, Umbria, Italia centrale): contesto litostratigrafico, sedimentologico, palinologico, dendrocronologico e paleomalacologico*. Il Quaternario, **8**(2): 465-508.
- AMBROSETTI P., BONADONNA F.P., FERRARA G., FORNASERI M., TOLOMEO L., TONGIORGI E. (1968) - *Segnalazione di un livello vulcanico nelle argille plioceniche della Sabina (Lazio settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **87** (2), Roma.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., ESU D., GIROTTI O., LA MONICA G.B., LANDINI B. & PARISI G. (1987) - *Il Pliocene ed il Pleistocene inferiore del bacino del Fiume Tevere nell'Umbria meridionale*. Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, **10**: 10-33, Torino.
- ARGENTI P. (1999) - *La biocronologia dei roditori del Plio-Pleistocene dell'Umbria e l'evoluzione del genere Apodemus (Muridae, Rodentia) in Italia*. Tesi di Dottorato, Università di Perugia, 240 pp.
- AUBOUIN J., DÉBELMAS J. & LATREILLE M. (1980) - *Les chaînes alpines issues de la Téthys: introduction générale*. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., **115**: -712.
- AZZAROLI A. (1980) - *Mammiferi terrestri del Pliocene*. Catalogo dei vertebrati fossili italiani, Verona: 211-215.
- BARBERI R. & CAVINATO G.P. (1993) - *Analisi sedimentologiche ed evoluzione paleogeografica del settore meridionale del Bacino di Rieti (Appennino Centrale)*. In: Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 39-53, Camerino.
- BARBERI R., CAVINATO G. P., GLIOZZI E. & MAZZINI I. (1995) - *Late Pliocene - Early Pleistocene paleoenvironmental evolution of the Rieti Basin (Central Apennines)*. Il Quaternario, **8** (2): 515-534, Verona.
- BARBERI F. & INNOCENTI F. (1980) - *Volcanisme neogene et quaternaire*. In: *Introduction a la geologie generale d'Italie et guide a l'excursion 122A*. XXVI Congresso Geologico Internazionale, Parigi, 1980, 99-104.
- BARCHI M., GALADINI F., LAVECCHIA G., MESSINA P., MICHETTI A.M., PERUZZA L., PIZZI A., TONDI E. & VITTORI E. (2000) - *Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia Centrale: parametrizzazione ai fini della caratterizzazione della pericolosità sismica*. CNR-GNDT, 62 pp.

- BELLOTTI P. (1992) - *I sedimenti terrigeni della depressione Lago del Salto-Tagliacozzo: considerazioni sulla loro successione verticale*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 111-114, Camerino.
- BENDER B. & PERKINS D. M. (1987) - *Seisrisk III: a computer program for seismic hazard estimation*. U.S. Geol. Surv. Bull., **1772**, 48 pp.
- BENELLI G.C. (1960) - *Geologia dei Monti di Fara in Sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **79** (3): 23-78.
- BENELLI G.C. (1962a) - *Il Paleogene dei monti di Fara Sabina*. Mem. Soc. Geol. It., **3**, Roma.
- BENELLI G.C. (1962b) - *Note di geologia sabina*. Boll. Soc. Geol. It., **81** (1): 3-33, Roma.
- BERTINI A. (1994) - *Palynological investigations on Upper Neogene and Lower Pleistocene sections in Central and Northern Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 431-443.
- BERTINI T. & BOSI C. (1976) - *Sedimenti continentali probabilmente pliocenici nella Valle del Salto e nella Conca del Fucino (Rieti - L'Aquila)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 767- 801, Roma.
- BERTOLDI R. (1995) - *Palinostratigrafia dei bacini intermontani dell'Appennino Nord-Occidentale*. Il Quaternario, **8**(1): 61-70.
- BERTOLDI R. (1997) - *Lineamenti palinostratigrafici di depositi continentali del Plio-Pleistocene inferiore iniziale dell'Italia nord-occidentale*. Boll. Soc. Paleont. It., **36**(1-2): 63-74.
- BIGI G., CAPELLI G., MAZZA R., PAROTTO M., PETITTA M. & SALVATI R. (2000) - *Strutture di collasso nella piana di S.Vittorino (Fiume Velino, Lazio): interazione tra circolazione idrica sotterranea e tettonica attiva* - Atti convegno "Protezione e Salvaguardia delle aree di pianura", Ferrara novembre 1999, Regione Emilia-Romagna, 159-162.
- BLOW W.H. (1969) - *Late middle Eocene to Recent planktonic foraminifer biostratigraphy*. In: Bronnemann P. & Renz H.H. (Eds.), *First International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, **1**: 199-421.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - *Plate tectonics model for the development of the Western Alps and Northern Apennines*. Nature, **234**: 108-111.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORRATI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **77**: 41-50.
- BONI C. & PETITTA M. (1994) - *Sorgenti lineari e valutazione dell'infiltrazione efficace in alcuni bacini dell'Italia Centrale*. Quad. Geol. Appl., **1/94**, Pitagora, pp.99-113.
- BONI C., BONO P & CAPELLI G. (1988) - *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 991-1012.
- BONI C., CAPELLI G. & PETITTA M. (1995) - *Carta idrogeologica della alta e media valle del fiume Velino* - Univ. "La Sapienza", Com. Mont. Velino VI° zona, SystemCart.
- BONI C.F., BEAUBIEN S.E., CIOTOLI G., DI FILIPPO M., LOMBARDI S., NOLASCO F., PETITTA M. & TORO B. (2004) - *Sinkhole hazard in Italy: research projects in the S.Vittorino Plain (Central Italy)*. Abstract 32 IGC, session G02.04 (144), Florence, august 2004.
- BOSELLINI A. (2004) - *The western passive margin of Adria and its carbonate platforms*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 79-92.
- BOSI C. & MESSINA P. (1992) - *Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostratigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 257-263, Camerino.
- BOSI C., MESSINA P. & SPOSATO A. (1989 b) - *La depressione del Salto*. In: "Guida all'escursione - Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". 89-97, a cura della Società Geologica Italiana, Roma.
- BROZZETTI F., LA VECCHIA G. & STOPPA F. (1992) - *Presentazione di alcuni aspetti tettonico-strutturali e petrologici del distretto ultra-alcalino umbro-laziale*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 327-337, Camerino.

- BRUCCHIETTI G. (1898) - *Sul terremoto di Rieti del 28 giugno 1898*. Boll. Soc. Sism. It., vol 4, 76-88.
- BRUNAMONTE F., CARRARA C., CAVINATO G.P., FERRELI L., SERVA L., MICHETTI A.M., & RAGLIONE M. (1993a) - *La Conca di Rieti*. In: *Guida all'escursione alle conche intermontane dell'Appennino laziale-abruzzese (15-18 settembre 1993)*. Il Quaternario, **6** (2): 396-402, Verona.
- BRUNAMONTE F., GAETA M., MICHETTI A.M., MOTTANA A. & PALLADINO D.M. (1993b) - *Caratterizzazione mineralogico-petrografica ed inquadramento stratigrafico preliminare di alcuni depositi vulcanoclastici dell'area reatina*. In: Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 97-102, Camerino.
- BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M., SERVA L. & VITTORI E. (1992) - *Evidenze paleosismologiche nell'Appennino Centrale ed implicazioni neotettoniche*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 265-270, Camerino.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. géol. France, **168**: 155-169.
- CALAMITA F. & PIERANTONI P.P. (1996) - *Modalità della strutturazione neogenica nell'Appennino umbro-sabino (Italia centrale)*. In : Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale **1995/1**: 153-169, Camerino.
- CALDERINI G., CALDERONI G., CAVINATO G.P., GLIOZZI E. & PACCARA P. (1998) - *The Upper Quaternary sedimentary sequence at the Rieti Basin (Central Italy), a record of sedimentation response to climatic changes*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **140**: 97-111, Olanda.
- CALDERONI G., CARRARA C., FERRELI L., FOLLIERI M., GLIOZZI E., MAGRI D., NARCISI B., PAROTTO M., SARDORI L. & SERVA L. (1995) - *Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and chronological interpretations of a late Quaternary sediment core from Piana di Rieti (Central Apennines, Italy)*. Giott. Geol., **56** (2): 43-72, Bologna.
- CANTELLI C., CASTELLARIN A. & PRATURLON A. (1979) - *Tettonismo giurassico lungo l' "Ancona-Anzio" nel settore Monte Terminillo-Antrodoco*. Geologica Romana, **17** (1978): 85-97, Roma.
- CAPELLI G., PETITTA M. & SALVATI R. (2000) - *Relationships between catastrophic subsidence hazards and groundwater in the Velino Valley (Central Italy)* - Proceedings SISOLS 2000, Ravenna, Italy, September 2000, 123-135.
- CAPOTORTI F. & MARIOTTI G. (1992) - *Le strutture sabine e della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nell'area del Lago del Salto (Rieti)*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 27-31, Camerino.
- CARBONI M.G. & DI BELLA L. (1996) - *La successione pleistocenica del sottosuolo di Orte*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 85-94, Roma.
- CARBONI M.G., CIVITELLI G., CORDA L., ESU D., MATTEUCCI R., PALLINI G., SCHIAVINOTTO F. & VENTURA G. (1984) - *Sedimenti spongoliti del Miocene inferiore e medio dell'Appennino centrale - Un inquadramento preliminare*. Geol. Rom., **21** (1982): 529-543, Roma.
- CARBONI M.G., DI BELLA L. & GIROTTI O. (1993) - *Nuovi dati sul Pleistocene di Valle Ricca (Monte-rotondo, Roma)*. Il Quaternario, **6**: 38-48, Verona.
- CARBONI M.G., ESU D., GIROTTI O. & PICCARDI E. (1992) - *Il Pliocene ed il Pleistocene della Media Valle del Tevere*. Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche "Libro guida alle escursioni", 3-10.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542.
- CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G. & MECCHERI M. (2004) - *The internal northern Apennines, the northern Tyrrhenian sea and the Sardinia-Corsica block*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 59-77.
- CARMINATI E., DOGLIONI C. & SCROCCA D. (2004) - *Alps vs Apennines*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004: 141-151.

- CARRARA C., BRUNAMONTE F., FERRELLI L., LORENZONI P., MARGHERITI L., MICHETTI A. M., RAGLIONE M., ROSATI M. & SERVA L. (1993) - *I terrazzi della medio-bassa valle del F. Velino*. In: Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 39-53, Camerino.
- CARRARA C., ESU D. & FERRELLI L. (1995) - *Lo sbarramento di travertino delle Marmore (bacino di Rieti, Italia centrale): aspetti geomorfologici, faunistici ed ambientali*. Il Quaternario, **8**: 111-118, Verona.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1979) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrenze lungo la "Linea Ancona-Anzio" dal Lias medio al Pliocene*. Geologica Romana, **17** (1978): 161-189, Roma.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R., PRATURLON A. & CANTELLI C. (1982) - *The Jurassic-lower Pliocene history of the Ancona-Anzio line (central Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 325-336, Roma.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.N., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Ann. Tect., **6**: 62-94.
- CASTIGLIONI B. (1934) - *Studi morfologici nell'Italia centrale*. Boll. Soc. Geogr. It., s.6, **11** (1), Roma.
- CASTIGLIONI B. (1935) - *Ricerche morfologiche nei terreni pliocenici dell'Italia centrale*. Pubbl. Ist. Geogr. R. Univ. Roma, ser. A, **4**, Roma.
- CAVINATO G. P. (1993) - *Recent tectonic evolution of the quaternary deposits of the Rieti Basin (Central Apennines, Italy): southern part*. Geologica Romana, **29**: 411-434, Roma.
- CAVINATO G. P. & DE CELLES (1999) - *Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy: Response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion*. Geology, **27** (10): 955-958.
- CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (1992) - *Evoluzione tettonica e paleogeografica della Conca di Rieti (Appennino centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990), 608 – 609, Roma.
- CAVINATO G. P., CERISOLA R. & STORONI RIDOLFI S. (1990) - *Segnalazione del ritrovamento di denti di Equus stenonis Cocchi in località S. Rufina (Conca di Rieti-Lazio)*. Geologica Romana, **26**: 255-262, Roma.
- CAVINATO G. P., CHIARETTI F., COSENTINO D. & SERVA L. (1989) - *Caratteri geologico strutturali del margine orientale della Conca di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 207-218.
- CAVINATO G. P., COSENTINO D., DE RITA D., FUNICIELLO R. & PAROTTO M. (1994) - *Tectonic-sedimentary evolution of intrapenninic basins and correlation with the volcano-tectonic activity in Central Italy*. Mem. Descr. Carta. Geol. d'It., **49**: 63-76, Roma.
- CAVINATO G. P., DE RITA D., MILLI S. & ZARLENGA F. (1993) - *Correlazioni tra i principali eventi tettonici, sedimentari, vulcanici ed eustatici che hanno interessato l'entroterra (conche intrapenniniche) e il margine costiero tirrenico laziale durante il Pliocene superiore ed il Pleistocene*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 109-114, Camerino.
- CAVINATO G. P., GLIOZZI E. & MAZZINI I. (1999) - *Two lacustrine episodes during the late Pliocene-Holocene evolution of the Rieti Basin (Central Apennines, Italy)*. In: "Field trip Guide book - Large scale vertical movements and related gravitational processes", 19-21. Roma-Camerino, 21-26 giugno 1999, international workshop.
- CAVINATO G.P., GLIOZZI E. & MAZZINI I. (2000) - *Two lacustrine episodes during the Late Pliocene – Holocene evolution of the Rieti Basin (Central Apennines, Italy)*. In Gierlowski – Kordesh E. H. & Kelts K. R. (Eds): *Lake basins through space and times*. AAPG Studies in Geology, **46**, 527 – 534, Tulsa.
- CAVINATO G. P., SALVINI F. & TOZZI M. (1988) - *Evoluzione tettonica del settore centrale della linea Olévano-Antrodoco: il contributo dell'analisi strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 591-601, Roma.
- CHIOCCHINI M., MANFREDINI M., MANGANELLI V., NAPPI G., PANNUZI L., TILIA ZUCCARI A. & ZATTINI

- N. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, fogli 138-144, "Terni-Palombara Sabina"*. 137, Roma.
- CHIOCCHINI M., MANGANELLI V. & PANNUZI L. (1976) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico della Sabina (Lazio). I. Micropaleontologia, stratigrafia ed evoluzione paleoambientale dell'area del Monte Calvo*. Boll. Soc. Geol. It., **94** (6) (1975): 1753-1790, Roma.
- CIARAPICA G. (1990) - *Central and Northern Apennines during the Triassic: a review*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 39-50.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. (2002) - *The paleogeographic duplicity of the Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. **1**: 65-75.
- CICCOLELLA A., DI FILIPPO M., IACOVELLA S. & TORO B. (1995) - *Prospezione ed analisi gravimetrica della Piana di Rieti*. Il Quaternario, **8** (1): 141 – 148, Verona.
- CIOTOLI G., DI FILIPPO M., NISIO S. & ROMAGNOLI C. (2001) - *La Piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, geomorfologici, geofisici e geochimici*. Mem. Soc. Geol. It., **56**: 297-308, Roma.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1992) - *La linea Olévano-Antrdoco: contributo della biostratigrafia alla sua caratterizzazione cinematica*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 143-149 Camerino.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) - *Miocene unconformities in central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. Tectonophysics, **252**: 375-389.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1996) - *Miocene tectono-sedimentary events and geodynamic evolution of the central Apennines (Italy)*. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, **387**: 163-176.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1997a) - *Il sistema Tirreno - Appennino: segmentazione litosferica e propagazione del frontone compressivo*. In : Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/2**: 125 – 134, Camerino.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1997b) - *Il Bacino di Belvedere-Vallocchia (Monti di Spoleto): un thrust-top basin dell'Appennino serravalliano*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 347-362.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PERILLI N. (1993) - *Analisi biostratigrafica dei depositi terrigeni a ridosso della linea Olévano-Antrdoco*. Geologica Romana, **29**: 495 – 513, Roma.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PAROTTO M. (1997) - *Modello cinematico strutturale dell'Italia Centrale*. In : Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1995/2**: 125 – 134, Camerino.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1999) - *Extension- and compression-related basins in central Italy during the Messinian Lago-Mare event*. Tectonophysics, **315**: 163-185.
- CIVITELLI G., CORDA L., DI SABATINO B & PAROTTO M. (1979) - *Dati preliminari sui minerali pesanti dei Flysch terziari dell'Appennino centrale*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 21-26, Roma.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1988a) - *Il Bacino sabino: 2) sedimentologia e stratigrafia della serie calcarea e marnosa spongolitica (Paleogene-Miocene)*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 33-47, Roma.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1988b) - *Il Bacino sabino: 3) evoluzione sedimentaria ed inquadramento regionale dall'Oligocene al Serravalliano*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 399-406, Roma.
- CIVITELLI G., CORDA L. & MARIOTTI G. (1992) - *Ulteriori dati sui minerali pesanti e sulle litofacies di alcuni depositi terrigeni dell'Italia centrale*. In: TOZZI M., CAVINATO G. P. & PAROTTO M. (Eds.) «*Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP 11 Civitavecchia-Vasto*». Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 161-166, Camerino.
- COLI M. (1981) - *Studio strutturale della linea Ancona -Anzio tra Posta ed Antrdoco (Gole del Velino)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 325-336, Roma.
- CONATO V., ESU D., MALATESTA A. & ZARLENGA F. (1980) - *New data on Pleistocene of Rome*. Quaternaria, **22**: 131-176.

- CONTI M.A. & GIROTTI O. (1977) - *Il Villafranchiano nel "Lago Tiberino", ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico*. *Geologica Romana*, **16**: 67-80, Roma.
- CORDA L. & MARIOTTI G. (1986) - *Il Bacino sabino: 1) Fenomeni di risedimentazione nella serie di Osteria Tancia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **105**: 41-63, Roma.
- CORNELL C.A. (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 1583-1606.
- CORRADO S., COSENTINO D., CRESCENZI B. & PAROTTO M. (1992) - *Geometrie delle deformazioni della Sabina meridionale attraverso la ricostruzione di superfici strutturali (Lazio, Appennino centrale)*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 47-53, Camerino.
- CORRADO S., COSENTINO D., PAROTTO M. & VECCHIA P. (1997) - *Verifica delle compatibilità geometriche e cinematiche del thrust-belt sabino (Appennino centrale)*. In: Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. *Studi Geol. Camerti*, **1995/2**: 145 - 153, Camerino.
- COSENTINO D. (1988) - *Nuovi dati sull'assetto stratigrafico-strutturale dell'area di Roccajovine (Monti LUCRETILI)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **35** (1986): 407-416, Roma.
- COSENTINO D., MARIOTTI G. & PAROTTO M. (1982) - *Megabrecce, flussotorbiditi e serie ridotte di Forca Canapine (F. 132, Norcia)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **5**: 45-50.
- COSENTINO D. & MONTONE P. (1991) - *Tectonics in the tiburtino-lucetile sector of the Central Apennine (Latium, Central Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**: 707-716, Roma.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1988) - *Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare*. *Geologica Romana*, **25**, (1986): 73-90, Roma.
- COSENTINO D. & PAROTTO M. (1992) - *La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale)*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.) - *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 381-387, Camerino.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P. & PIPPONZI G. (2003) - *Il sistema orogenico dell'Appennino centrale: vincoli stratigrafici e cronologia della migrazione*. *Studi Geologici Camerti, Numero Speciale*, **2003**: 85-99.
- COSENTINO D., CIPOLLARI P. & PASQUALI V. (2006) - *The Jurassic pelagic carbonate platform of the Cornicolani Mts. (Latium, central Italy)*. In: G. PASQUARÈ & C. VENTURINI, *Mapping geology in Italy*, APAT - SELCA. IGC Florence, 2004.
- COSENTINO D., MICCADEI E. & PAROTTO M. (1993) - *Assetto geologico-strutturale dei Monti di Fara in Sabina (Lazio, Appennino centrale)*. *Geologica Romana*, **29**: 537-545, Roma.
- COSENTINO D., SCOPPOLA C., SCROCCA D. & VECCHIA P. (1992) - *Stile strutturale dei monti reatini e dei Monti Sabini settentrionali (Appennino centrale) a confronto*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 55-61, Camerino.
- D'AGOSTINO N., LESCHIUTTA I., NASO G. & TALLINI M. (1997) - *La faglia sabina: deformazioni tettoniche nelle unità quaternarie tra Vacone e Montasola (Lazio Settentrionale)*. In: Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1995/2**: 191-197, Camerino.
- DAMIANI A.V. (1985) - *Considerazioni sulla evoluzione geodinamica della linea tettonica "Anticli Corrado-Olevano Romano" e delle zone ad essa adiacenti (Lazio)*. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, **101** (1982): 177-240, Roma.
- DAMIANI A.V., CHIOCCHINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLO A. (1992) - *Elementi litostatigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1991/2**: 187-213, Camerino.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1924) - *Sulla geologia della provincia di Roma. XX. L'Equus Stenonis Cocchi nelle ligniti di Roccantica (Sabina), XXI. Sabbia pomicea a Tor Baccelli, Valle del Farfa*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **43**, Roma.

- DE ANGELLS D'OSSAT G. (1933) - *La spiaggia pliocenica sul versante occidentale dei monti Umbro-Sabini*. Atti Pont. Acc. Nuovi Lincei, **86**, Roma.
- DECANDIA A. & GIANNINI E. (1977) - *Studi geologici nell'Appennino umbro-marchigiano. 1) Evidenze di due fasi tettoniche terziarie a SE di Spoleto (Prov. Di Perugia)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 713-722.
- DE CELLES P.G. & GILES K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. Basin Research, **8**: 105-123.
- DE MARCHI L. (1874) - *Bacino lignitifero di Roccantica (Umbria)*. Rel. Serv. Min., Roma.
- DEMANGEOT J. (1952a) - *Sur la continuit  de la surface Villafranchiens du Tibre a l'Adriatique*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. VIII, **12** (2), Roma.
- DEMANGEOT J. (1952b) - *Les applanissement Villafranchiens de l'Apennin Central*. Contributo di scienze Geologiche, Supplemento a "La ricerca scientifica" C.N.R., **2**: 96-105, Roma.
- DI BELLA L. (1994) - *Le associazioni a foraminiferi del Plio-Pleistocene della media e bassa valle del Tevere. Stratigrafia e paleoecologia*. Tesi di Dottorato in Paleontologia, VII ciclo, Universit  di Modena.
- DI FILIPPO M. & TORO B. (1982) - *Anomalie di Bouguer lungo la linea "Olevano-AnTRODoco"*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 29-30, Roma.
- DI FILIPPO M., RUSPANDINI T. & TORO B. (1992) - *Evidenze di taglio N-S in Sabina meridionale*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 67-70, Camerino.
- ESU D. & GIROTTI O. (1975) - *La malacofauna continentale del Plio-Pleistocene dell'Italia Centrale - I Paleontologia*. Geologica Romana (1974), **13**, 203-293.
- ESU D. & GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblage of continental molluscs in Italy. A survey*. Il Quaternario, **4** (1a): 137-150, Verona.
- ESU D. (1992) - *Rapporti marino-continentale nel "Bacino Tiberino"*. Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunit  bentoniche "Libro guida alle escursioni", **18**.
- ESU D., GIROTTI O. & KOTSAKIS T. (1992) - *Molluschi e vertebrati di alcuni bacini continentali dell'Appennino centrale: indicazioni biostratigrafiche e paleoecologiche*. In: Tozzi M., Cavinato G. P. & Parotto M. (eds.): *Studi Preliminari all'acquisizione dati del profilo CROP II Civitavecchia-Vasto*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1991/2**: 295-299, Roma.
- FACCENNA C., FLORINDO F., FUNICIELLO R. & LOMBARDI S. (1993) - *Tectonic setting and sinkhole features: case histories from western central Italy*. Quaternary Proceedings, **3**: 47 - 56, Cambridge.
- FARINACCI A. (1959) - *Le microfaccies giurassiche dei Monti Martani*. Pubbl. Ist. Geol. Paleontol. Univ. Roma, **41**: 61 p.p.
- FARINACCI A. (1967) - *La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana*. Geol. Romana, **6**: 421-480, Roma.
- FARINACCI A. (1970) - *Et , batimetria, temperatura, sedimentazione e subsidenza nelle serie carboaniche dell'intrageoanticlinale mesozoica umbro-marchigiana*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 317-332, Roma.
- FERRELLI L., BRUNAMONTE F., FILIPPI G., MARGHERITI L. & MICHETTI A.M. (1993) - *Riconoscimento di un livello lacustre della prima et  del ferro nel bacino di Rieti e possibili implicazioni neotettoniche*. In: Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 127-135, Camerino.
- FERRELLI L., PAROTTO M. & SERVA L. (1990) - *Evoluzione del reticolo idrografico nella piana di Rieti negli ultimi 4000 anni*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 901-910, Roma.
- FERRERI V. (1985) - *Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale*. Rend. Acc. Sc. Fis. e Mat., **52**: 121-167, Napoli.
- FOLGHERAITER G. (1902) - *Il vulcanetto di Coppaeli (Rieti)*. Boll. Soc. Sism. **8**, Modena.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Mediterranean middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy*. Micropaleontology, **42**: 37-63.

- GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (1994) - *Geologia e paleogeografia giurassica dell'area compresa tra la valle del Verrino e Monte Murano (Monti della Rossa, Appennino marchigiano)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 587-612.
- GALLUZZO F. & SANTANTONIO M. (2002) - *The Sabina Plateau: a new element in the Mesozoic paleogeography of central Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. spec., **1**: 561-588.
- GE.MI.NA. (Geomineraria Nazionale) (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Torino.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1991) - *Thrust belt development in the central Apennines: northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain (Italy)*. Tectonics, **10**: 904-919.
- GIOVAGNOTTI C. (1968) - *I suoli del bacino di Rieti*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 63-92, Roma.
- GIROTTI O. & PICCARDI E. (1993) - *The marine Pleistocene in the Middle Tiber Valley*. In: Field excursion guide book, 18-22. INQUA SEQS - CNR, Symposium "Quaternary stratigraphy in the volcanic areas", Roma.
- GIROTTI O. & PICCARDI E. (1994) - *Linee di riva del Pleistocene inferiore sul versante sinistro della media Valle del F. Tevere*. Il Quaternario, **7** (2): 525-536, Verona.
- GIROTTI O. (1967) - *Considerazioni geologiche sul Plio-Pleistocene del bacino inferiore della Nera*. Atti della Accademia Gioenia di Scienze naturali, **18**: 27-32, Palermo.
- GIROTTI O. (1972) - *Correlabilità, mediante molluschi di acqua dolce, del Calabriano di Monte Mario (Roma) col Villafranchiano superiore*. Geol. Rom., **11**: 229-235, Roma.
- GLIOZZI E., ABBAZZI L., ARGENTI P., AZZAROLI A., CALOI L., CAPASSO BARBATO L., DI STEFANO G., ESU D., FICARELLI G., GIROTTI O., KOTSAKIS T., MASINI F., MAZZA P., MEZZABOTTA C., PALOMBO M.R., PETRONIO C., ROOK L., SALA B., SARDELLA R., ZANALDA E. & TORRE D. (1997) - *Biochronology of selected Mammals, Molluscs and Ostracods from the Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. The State of the art*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **103** (3): 369-388, Milano.
- GRAGNANI R. (1972) - *Le vulcaniti melilitiche di Cupaello (Rieti)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **28**: 165-189.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999) - *Catalogo parametrico dei terremoti italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN. 92 pp.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Plankton Stratigraphy, BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (eds.): 283-314, Cambridge.
- IPPOLITO F. (1947) - *Contributo alla conoscenza della malacofauna delle ligniti di Colle dell'Oro, presso Terni*. Rendiconti dell'Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche della Società di Scienze, Lettere ed Arti, **15**: 1-10.
- ISSEL A. & MELI R. (1882) - *Sulle zone di fori lasciati dai litodomi plioceni sulle calcarie di Fara in Sabina*. Boll. R. Com. Geol. D'It., **13**, Roma.
- KOTSAKIS T. (1986) - *Elementi di paleobiogeografia dei mammiferi terziari dell'Italia*. Hystrix, **1**: 25-68, Roma.
- KOTSAKIS T. (1988) - *Biostratigraphy of Plio-Pleistocene arvicolid (rodents) of Italy*. Modern Geology, **13**: 163-175.
- KOTSAKIS T. (1992) - *Giacimenti di vertebrati fossili nell'area della media Valle del Tevere*. Quinto simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche "Libro guida alle escursioni", 11-13.
- LEGGIO T. & SERVA L. (1991) - *La bonifica della Piana di Rieti dall'età romana al Medioevo. Influenze sui mutamenti del paesaggio*. ENEA, Notiz. Sicur. e Prot., **25-26**: 61-70, Roma.
- LORENZONI P., RAGLIONE M., BRUNAMONTE F., MICHETTI A.M. & PENNACCHIONI M. (1993) - *Stratigrafia dei depositi di versante tardo-quadernari del Bacino di Rieti: la sezione de "La Casetta"*. In: Farabollini P., Invernizzi C., Pizzi A., Cavinato G.P. & Miccadei E. (eds.): *Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**: 145-153, Camerino.
- LOTTI B. (1906) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Rieti*. Boll. R. Com. Geni. D'It., **37**, Roma.

- LOTTI B. (1926) - *Descrizione geologica dell'Umbria*. Mem. Descr. Della Carta Geol. d'It., **21**: 1-303, Roma.
- MANCINI M., CAVINATO G.P. & GIROTTI O. (1999) - *Lower Pleistocene Tyrrhenian coastline (Coltodi-no-Fara in Sabina area)*. In: "Field trip Guide book - Large scale vertical movements and related gravitational processes", 11-16. Roma-Camerino, 21-26 giugno 1999, international workshop.
- MANCINI M., GIROTTI O. & CAVINATO G.P. (2004) - *Il Pliocene e il Quaternario della media Valle del Tevere (Appennino centrale)*. Geologica Romana, **37**: 175-236.
- MANFREDINI M. (1972) - *Studio idrogeologico della Piana di Rieti*. C.N.R. Quad. Ist. Ric. Acque, **6**, Roma.
- MANGANELLI V. & FARAMONDI S. (1990) - *Tettonica traslativa nei Monti Sabini: l'area della Valle S. Croce (Contigliano, Rieti)*. Mem. Descr. Della Carta Geol. d'It., **38**: 207-214, Roma.
- MANTOVANI E., BABUCCI D. & FARSI F. (1985) - *Tertiary evolution of the Mediterranean region: major outstanding problems*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **105**: 67-90.
- MARCHETTI M., PAROLIN K. & SALA B. (2000) - *The Biharian fauna from Monte La Mesa (Verona, northeastern Italy)*. Acta Zool. Cracov. **43**: 79-105.
- MARCHETTO F., BRUNAMONTE F., CARDARELLI, GUERRIERI L., MARGHERITI L., MICHETTI A.M. & SERVA L. (1997) - *Ricostruzione dell'evoluzione ambientale della soglia del bacino di Rieti attraverso indagini geologiche e geofisiche*. Atti del Convegno F.I.S.T., Geotalia 1997, 1° Forum Italiano di Scienze della Terra, Bellaria 1-9 Ottobre 1997, **2**: 249-250.
- MARIOTTI G. & CAPOTORTI F. (1988) - *Analisi ed interpretazione di alcuni elementi tettonici recenti nella media Valle del Salto (Rieti)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 79-84, Roma.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: Farnacci A. (Ed.), Proc. II Planktonic Conference, Roma 1970, 739-785.
- MATTEI M., MONTONE P. & SALVINI F. (1988) - *Analisi strutturale dei rilievi al margine appenninico intorno a Tivoli (Roma)*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (1986): 579-589, Roma.
- MAXIA C. (1948) - *Un singolare fenomeno d'erosione nella Sabina occidentale: il ponte sfondato sul torrente Farfa*. L'Universo, **28** (6), Firenze.
- MAXIA C. (1949) - *Resti di Mammiferi rinvenuti nella miniera di lignite di San Pietro (Sabina)*. La Ric. Scientif., **19**: 346-347, Roma.
- MAXIA C. (1955) - *Lineamenti geomorfologici del Lazio*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Roma, **25**, Roma
- MELI R. (1882) - *Sulla zona dei fori lasciati da litodomi pliocenici nella calcaria giurese di Fara Sabina*. Boll. R. Com. Geol. d'It., **13** (5-6), Roma.
- MENOTTI R.M., MILLESIMI F. & PETITTA M. (1999) - *La piana di S.Vittorino (Rieti) tra dissesto idrogeologico, valenze ambientali e sviluppo antropico*. Accademia Nazionale dei Lincei, "Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo", ottobre 1998, Roma, Atti dei Convegni Lincei 327-333.
- MENOTTI R.M., MILLESIMI F. & PETITTA M. (2002) - *Studio dei movimenti franosi interessanti i centri abitati e la viabilità nella Provincia di Rieti*. Atti dei Convegni Lincei, **181**, 431-447.
- MICHETTI A.M., BRUNAMONTE F., SERVA L. & WHITNEY R.A. (1995) - *Seismic Hazard assessment from paleoseismological evidence in the Rieti region, Central Italy*. In: Serva L. & Slemmons D.B. (eds) - *Perspective in paleoseismology*, s.p. n. **6**: 63-82, Seattle.
- MONTANARI A., BICE D.M., CAPO R., COCCIONI R., DEINO A., DE PAOLO D.J., EMMANUEL L., MONECHI S., RENARD M. & ZEVENBOOM D. (1997) - *Integrated stratigraphy of the Chattian to mid-Burdigalian pelagic sequence of the Contessa Valley (Gubbio, Italy)*. In: Montanari A., Odin G.S. & Coccioni R. (eds.) - *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, **15**: 249-277, Elsevier, Amsterdam.
- MORELLI C. (1944) - *Studio geologico delle regioni travertinose a sud di Cerdomare (Sabina)*. Univ., **25**, Firenze.
- NOLASCO F. (1998) - *La Piana di San Vittorino. Contributo allo studio dei processi evolutivi, dei rischi e della prevenzione*. 68 pp., ACEA s.p.a., Roma.
- ODIN G.S., AMOROSI A., TATEO F., COCCIONI R., COSCA M., NEGRI A., PINI G.A. & HUNZIKER J.C. (1997 a) - *Integrated stratigraphy (biostratigraphy and geochronology) of the Early Miocene*

- sequence from the Emilian Apennines (Italy)*. In: Montanari A., Odin G.S. & Coccioni R. (eds.) – *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, **15**: 221-247, Elsevier, Amsterdam.
- ODIN G.S., A. D'ATRI, TATEO F., M. COSCA & HUNZIKER J.C. (1997b) - *Integrated stratigraphy near the Oligocene-Miocene boundary in the Piedmont basin (Italy): biostratigraphy and geochronology*. In: Montanari A., Odin G.S. & Coccioni R. (eds.) – *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach*. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, **15**: 209-219, Elsevier, Amsterdam.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975)*. Marine Micropaleontology, **5**: 321-325.
- ORSINI N (1876) - *Sorgenti del Farfa, fiume della Sabina umbra*. Boll. Club Alp. Ital., Torino.
- PALOMBO M.R. (2005) - *Biochronology of Plio-Pleistocene Mammalian faunas on the Italian peninsula: knowledge, problems and perspectives*. Il Quaternario **17**(2), 565-582.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennines*. In: Ogniben L., Parotto M. & Praturlon A. (eds.): *Structural Model of Italy*. Quad. Ric. Scient., 90: 257-311, Roma.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992a) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. geol. It., **45**: 425-451.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1991/2, 417-441.
- PETTITA M., TALLINI M., BENEDETTI G. & DEL MONACO (2003) - *Fracture pattern influence on groundwater discharge along the tectonic border of karst aquifers (Velino Valley, Central Italy)*. Proceedings "Hydrogeology in fractured rocks", Prague, september 2003, 85-86.
- PIERANTONI P.P., PISTOLESI E. & TONDI E. (1996) - *La strutturazione neogenica nei Monti Sabini centro-settentrionali (Appennino centrale)*. In: Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (eds.): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**: 537-549. Camerino.
- PONTINI M.R. (1997) - *Analisi palinologica e interpretazione paleoclimatica dei depositi continentali del Bacino Tiberino (Umbria, Italia)*. Tesi di Dottorato, Università di Perugia, 134 pp.
- PONTINI M.R. & BERTINI A. (2000) - *Late Pliocene vegetation and climate in central Italy: high resolution pollen analysis from the Fosso Bianco section (Tiberino Basin)*. Geobios, **33**(5): 519-526.
- PRINCIPI P. (1922) - *Alcune osservazioni sul Quaternario dell'Umbria*. Atti Acc. Lincei, **31**: (2) - Roma.
- PRINCIPI P. (1927) - *Intorno alla suddivisione dei terreni del Terziario inferiore e medio dell'Italia centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **46**, Roma.
- PRINCIPI P. (1933) - *I terreni terziari del bacino di Rieti*. Boll. Soc. Geol. It., **52** (1), Roma.
- PRINCIPI P. (1935) - *I terreni terziari nei Monti Sabini meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **53** (2), Roma.
- RAFFY J. (1979) - *Le versant tirrhénien de l'Appennin Central - Etude geomorphologique*. These presentee devant l'Université de Paris - Sorbonne, 119-151.
- RODOLICO F. (1937) - *Le rocce vulcaniche di S. Venanzo e Cupaello*. Boll. Soc. Geol. It., **56** (1), Roma.
- SABATINI V. (1903) - *La pirossenite melilitica di Coppaeli*. Boll. R. Com. Geol. D'It., 34, Roma.
- SABATINI V. (1906) - *Ancora sulla pirossenite melilitica di Coppaeli*. Boll. R. Com. Geol. D'It., 37, Roma.
- SALVATI, R. & SASOWSKY, I.D. (2002) - *Development of collapse sinkholes in areas of groundwater discharge*. Journal of Hydrology, **264**, (1-4): 1-11.
- SALVINI F. & VITTORI E. (1982) - *Analisi strutturale della linea Olévano-Antrudoco-Posta (Ancona -Anzio Auct.), metodologia di studio delle deformazioni fragili e presentazione del tratto meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 337-355, Roma.
- SANTANTONIO M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin systems: examples from the Italian Jurassic*. Sedimentology, **40**: 1039-1067.

- SANTANTONIO M. & GALLUZZO F. (1996) - *Geometrie e facies delle pelagiti del Giurassico sabino e umbro-marchigiano*. Guida al seminario di terreno del Gruppo Informale di Sedimentologia C.N.R. 2-5 maggio 1996.
- SANTANTONIO M., GALLUZZO F. & GILL G. (1996) - *Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system. Rossa Mts., Central Apennines (Italy)*. *Geological implications*. *Palaeopelagos*, **6**: 123-169.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of Perityrrhenian areas*. In: Kastens K.A. et alii (Eds.), *Proc. ODP, Sci Results 107*, 715-730.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian sea and Calabrian arc*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**: 27-34.
- SEGRE A.G. (1945) - *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio*. *Ric. Scient.*, **15** (2), Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 139 "L'Aquila"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1934) - *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 145 "Avezzano"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 144 "Palombara Sabina"*. II^a edizione, Napoli.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta geologica d'Italia. Scala 1:100.000, Foglio n. 138 "Terni"*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA. (1975) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 138-144 "Terni-Palombara Sabina"*.
- SOLIGO M., TUCCIMEI P., BARBERI R., DELITALA M.C., MICCADEI E. & TADDEUCCI A. (2002) - *U/Th dating of freshwater travertine from Middle Velino Valley (central Italy): geological and paleoclimatic implications*. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **184**: 147-161, Amsterdam.
- STORTI F. & SALVINI F. (1996) - *Progressive Rollover Fault-Propagation Folding: A Possible Kinematic Mechanism to Generate Regional-Scale Recumbent Folds in Shallow Foreland Belts*. *AAPG Bulletin*, **80**: 174-193.
- STORTI F. & SALVINI F. (2001) - *The evolution of a model trap in the central Apennines, Italy: fracture patterns, fault reactivation and development of cataclastic rocks in carbonates at the Narni anticline*. *Journal of Petroleum Geology*, **24**: 171-190.
- TUCCIMEI G. (1885) - *Sopra le cavità naturali dei Monti Sabini*. *Acc. Pont. N. LINCEI*, **38**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1886) - *Considerazioni sopra il Karst Phenomen dei Monti Sabini*. *Rass. It.*, **6**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1887) - *Il sistema liassico di Roccamare ed i suoi fossili (Sabina)*. *Boll. Sc. Geol. It.*, **6**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1889a) - *Il Villafranchiano nelle valli sabine e i suoi fossili caratteristici*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **8**: 95-132, Roma.
- TUCCIMEI G. (1889b) - *Sulle formazioni litorali plioceniche addossate alle falde dell'appennino*. *Acc. Pont. N. Lincei*, **42**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1890) - *Alcune recenti osservazioni sul Villafranchiano della Sabina*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **8**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1891a) - *Alcuni mammiferi fossili delle province umbra e romana*. *Memorie della Pontificia Accademia Nazionale dei Lincei*, **7**: 89-152, Roma.
- TUCCIMEI G. (1891b) - *Note stratigrafiche sopra la formazione secondaria dei Monti Sabini*. *Acc. Pont. N. LINCEI*, **44**, Roma.
- TUCCIMEI G. (1893) - *Resti di Arvicola nel Pliocene lacustre della Sabina*. *Mem. Pont. Acc. Naz. dei Lincei*, **9**: 35-45, Roma.
- TUCCIMEI G. (1895) - *Il Villafranchiano e l'Astiano nella valle tra i Cornicolani e i Lucani*. *Atti dell'Accademia Pontificia Nazionale dei Lincei*, **13**: 1-30, Roma.
- TUCCIMEI G. (1898) - *Sopra alcuni cervi pliocenici della Sabina e della provincia di Roma*. *Mem. Pont. Acc. Naz. dei Lincei*, **14**: 33-55, Roma.
- VERRI A. (1882) - *Trasformazioni idrografiche nel territorio di Rieti e Terni*. *Regio Boll. Soc. Geol. It.*, **1**: 191-195, Roma.

- VERRI A. (1883) - Studi geologici sulle conche di Terni e di Rieti. Mem. R. Acc. Naz. dei Lincei, **15**: 1-82, Roma.
- VERRI A. (1902) - *Storia naturale del Velino*. Terni.
- VERRI A. (1905) - *Il bacino a Nord di Roma*. Boll. Soc. Geol. It., **24**, Roma.
- VILLA I.M., SERVA L. & QUERCIOLO C. (1991) - *Verso una datazione della lava melilitica di Cupaello (Rieti)*. Plinius, **4**: 102-103. S.I.M.P.

BIBLIOGRAFIA CARTOGRAFICA

- ACCORDI B., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988) - *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. Scala 1:250.000. Prog. Fin. Geodinamica, Quad. "La Ricerca Scientifica", C.N.R., 114 (5), 223 Roma.
- BONI C., CAPELLI G. & PETITTA M. (1995) - *Carta idrogeologica dell'alta e media Valle del Fiume Velino*. Tipologia ed entità delle risorse idriche.
- BOSI C., LORETELLI S. & MESSINA P. (1989) - *Carta geologica della zona Staffoli - Rocca Ranieri (Rieti)*. Scala 1:25.000. In: "Guida all'escursione - Elementi di tettonica pliocenico-quadernaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese". C.N.R. Centro di Studio per la Geologia Tecnica.
- CAVINATO G. P. (1993) - *Geological Map of the southern sector of the Rieti Basin (Central Apennines)*. Scala 1:50.000. Geologica Romana, 29.
- COSENTINO D., MICCADEI E. & PAROTTO M. (1991) - *Carta geologica dei Monti di Fara in Sabina*. Scala 1:20.000. Centro studi per la Geologia dell'Italia centrale, CNR. Dipartimento di Scienze della Terra.
- PIERANTONI P.P., PISTOLESI E. & TONDI E. (1996) - *Schema geologico-strutturale dei Monti Sabini centro-Settentrionali (Appennino centrale)*. Scala 1:50.000. In: Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (Eds): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**. Camerino.
- PIERANTONI P.P., PISTOLESI E. & TONDI E. (1996) - *Carta geologico-strutturale della porzione dei M. Sabini compresa tra Montasola e i Prati di Sotto (Appennino centrale)*, Scala 1:25.000. In: Cello G., Deiana G. & Pierantoni P.P. (Eds): *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/1**. Camerino.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta geologica d'Italia*. Scala 1:100.000, Foglio n. 139 "L'Aquila".
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1934) - *Carta geologica d'Italia*. Scala 1:100.000, Foglio n. 145 "Avezzano".
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970a) - *Carta geologica d'Italia*. Scala 1:100.000, Foglio n. 144 "Palombara Sabina". IIª edizione, Napoli.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970b) - *Carta geologica d'Italia*. Scala 1:100.000, Foglio n. 138 "Terni".

PROGETTO
CARG